Tektonik

der

Ringel-Segnesgruppe

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der

philosophischen Fakultät

(mathematisch-naturwissenschaftliche Sektion)

der

Universität Zürich

von

Moritz Blumenthal

aus Oberkastels (Kt. Graubünden)

Begutachtet von Herrn Prof. Dr. *Albert Heim*

Separatabdruck aus

„Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz"

neue Folge, 33. Lieferung (Geologie der Ringel-Segnesgruppe)

Bern

Buchdruckerei Stämpfli & Cie.

1911

Tektonik

der

Ringel-Segnesgruppe

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der

philosophischen Fakultät

(mathematisch-naturwissenschaftliche Sektion)

der

Universität Zürich

von

Moritz Blumenthal

aus Oberkastels (Kt. Graubünden)

ACAD. IUR. RAT. BASIL.

Begutachtet von Herrn Prof. Dr. *Albert Heim*

Separatabdruck aus

„Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz“

neue Folge, 33. Lieferung (Geologie der Ringel-Segnesgruppe)

Bern

Buchdruckerei Stämpfli & Cie.

1911

Curriculum vitae.

Geboren am 1. November 1886 zu Chur (Graubünden). Heimatberechtigt in Oberkastels (Graubünden). Meine Jugendzeit verbrachte ich in Chur, wo ich die Primarschule und das Gymnasium der Kantonsschule besuchte. Nach Erlangung der Maturität bezog ich die Universität Wien, wo ich das Wintersemester 1906/1907 und das Sommersemester 1907 zubrachte. Das Wintersemester 1907/1908 studierte ich an der Universität Leipzig. Im Sommersemester 1908 wurde ich an der Universität Zürich immatrikuliert. Während ich meine früheren Studien mehr in geographischer Richtung einschlug, verlegte ich mich hier insbesondere auf das Studium der Geologie, dem ich bis in die letzte Zeit oblag.

Vorwort.

Die vorliegende Arbeit verdankt ihr Zustandekommen einer Anregung meines hochverehrten Lehrers Herrn Prof. Dr. *Albert Heim*. Sie bildet den tektonischen Abschnitt einer zusammenfassenden geologischen Beschreibung des Gebietes zwischen Segnes- und Kunkelspass. An Stelle eines ausführlicheren stratigraphischen Kapitels ist hier nur eine kurze Übersicht gegeben; der morphologische Teil wurde ganz der monographischen Darstellung überlassen, auf welche hier verwiesen sei. Dieselbe erscheint als „Geologie der Ringel-Segnesgruppe“ in den „Beiträgen zur geologischen Karte der Schweiz“, neue Folge, Lieferung XXXIII. Mit der tektonischen Untersuchung ging auch die geologische Aufnahme des Gebietes in 1 : 50,000. Die Karte bildet den südlichen Teil der in Vorbereitung begriffenen Spezialkarte Nr. 63 (Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein, aufgenommen von *M. Blumenthal, J. Oberholzer* und *K. Tolwinski,* herausgegeben von der schweizerischen geologischen Kommission). Sie ist zum weiteren Verständnis des Inhaltes notwendig. Zur topographischen Orientierung dienen vorläufig folgende Blätter des Siegfriedatlas: Laax Nr. 405, Chur Nr. 406, Vättis Nr. 402 und Elm Nr. 401.

An dieser Stelle spreche ich noch besonders meinem geschätzten Lehrer Herrn Prof. *Alb. Heim* für seine steten Anregungen und sein lebhaftes Interesse, das er dem Entstehen dieser Arbeit entgegenbrachte, meinen Dank aus. Wenn es mir im folgenden gelungen ist, den geologischen Bau der Ringel-Segnesgruppe zu skizzieren, so verdanke ich das Erreichte insbesondere meinem verehrten Lehrer und Meister, der uns Schüler lehrte, unsere Berge zu sehen und zu verstehen.

Zürich, im Februar 1911.

Moritz Blumenthal.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Vorwort III
Inhaltsverzeichnis IV
Literatur 1
Einleitung 3

Erster Teil.

Stratigraphische Übersicht 5

Zweiter Teil.

Tektonik.

Das Querprofil des Segnestales 30
1. Die rechte Talseite von Segnes sut und die Alp Nagiens 30
2. Die linke Talseite von Segnes sut 31
Die Kreide-Malmfalten des Flimsersteins 33
Brüche 36
Die östliche Fortsetzung der Flimsersteinfalte und ihr Gewölbekern 37
Die Schuppe von Maliens 40
Das Kreidegebiet der Trinseralpen 42
Die Falte des P. Mirutta 43
Die grossen Falten der Panärahörner und der Orgeln 46
Die autochthone Aufwölbung von Vättis 48
Über die Tektonik des Flyschgebietes 49
Die Deckschollen des überschobenen Verrucano der Glarnerdecke 51
Die Überschiebungsfläche der Glarnerdecke 51
Über den tektonischen Zusammenhang der parautochthonen Falten im Ostende der Glarneralpen . . . 53

Literatur.

1. 1840 und 1841. *Escher von der Linth, Arnold.* Tagebücher (Manuskript).
2. 1856. *Theobald, G.* Der Calanda. Jahresbericht der naturf. Ges. Graubündens, I. Jahrg., n. F. (1854—1855).
3. 1878. *Heim, Albert.* Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung etc.
4. 1883. *Heim, Albert.* Der alte Bergsturz von Flims. Jahrb. des S. A.C., Bd. XVIII.
5. — *Rothpletz, A.* Zum Gebirgsbau der Alpen beiderseits des Rheins. Zeitschrift d. deutsch. geol. Ges., Bd. 35.
6. 1884. *Hartung, G.* Das alte Bergsturzgebiet von Flims. Zeitschrift d. Ges. für Erdkunde zu Berlin, Bd. XIX.
7. 1891. *Heim, Albert.* Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Beiträge z. geol. Karte der Schweiz, Liefg. XXV.
8. — *Schmidt, C.* Beiträge zur Kenntnis der im Gebiete von Blatt XIV der geol. Karte der Schweiz auftretenden Gesteine. „Beiträge", Liefg. XXV, Anhang.
9. 1892. *Milch, L.* Beiträge zur Kenntnis des Verrucano. (II. Teil, 1896.) Leipzig.
10. 1897. *Piperoff, Chr.* Geologie des Calanda. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Liefg. VII, n. F.
11. 1898. *Tobler, Aug.* Über die Gliederung der mesozoischen Sedimente am Nordrand des Aarmassivs. Verhandlungen der naturf. Ges. Basel, Bd. XII.
12. — *Rothpletz, A.* Das geotektonische Problem der Glarneralpen. Jena.
13. 1902. *Lugeon, Maurice.* Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. Soc. géol. France.
14. 1902. *Rothpletz, A.* Das Gebiet der zwei grossen rhät. Überschiebungen zwischen Bodensee und Engadin. Geolog. Führer X. Exkursion 15: Reichenau-Flims-Segnespass-Elm.
15. 1906. *Oberholzer, J.* Sardonagruppe. Geographisches Lexikon der Schweiz, Bd. IV.
16. 1907. *Heim, Arnold.* Gliederung und Fazies der Berrias-Valangiensedimente. Vierteljahrsschrift der naturf. Ges. Zürich.
17. 1908. *Heim, Arnold.* Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen. Abh. der schweiz. paläontolog. Ges., vol. XXXV.
18. 1909. *Penck, A.*, und *Brückner, Ed.* Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. II. Leipzig.
19. — *Heim, Arnold.* Sur les zones paléontologiques et lithologiques du Crétacique moyen dans les Alpes suisses. Bull. Soc. géol. de France, 4e série, t. IX.
20. 1910. *Heim, Arnold.* Über die Stratigraphie der autochthonen Kreide und des Eocäns am Kistenpass. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Liefg. XXIV.
21. — *Staub, W.* Die Tomalandschaften im Rheintal von Reichenau bis Chur. Jahresber. der geogr. Ges. von Bern, Bd. XII.
22. — *Arbenz, P.*, und *Staub, W.* Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal und die Überschiebung der Bündnerschiefer südlich Bonaduz. Vierteljahrsschrift der naturf. Ges. Zürich.
23. — *Tolwinski, K.* Die Grauen Hörner. Vierteljahrsschrift der naturf. Ges. Zürich.
24. 1911. *Heim, Albert.* Beobachtungen aus der Wurzelregion der Glarnerfalten. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Liefg. XXXI.
25. — *Heim, Arnold.* Zur Tektonik des Flysches der östlichen Schweizeralpen. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Liefg. XXXI.

Geologische Karten.

1853. *Studer, B.*, und *Escher, Arnold.* Geologische Karte der Schweiz 1 : 380,000, II. Auflage, 1867.

1878. *Heim, Albert.* Geologische Karte der Gebirgsfalten zwischen Walensee und Vorderrhein nach den Beobachtungen von Arn. Escher v. d. L. (Calanda-Flimserstein nach Theobald), 1 : 250,000, enthalten in Lit. 3.

1885. *Heim, Albert.* Blatt XIV der geolog. Karte der Schweiz, 1 : 100,000.

1894. *Heim, Albert,* und *Schmidt, C.* Geologische Karte der Schweiz, 1 : 500,000.

1897. *Piperoff, Chr.* Geologische Karte des Calanda, 1 : 50,000, enthalten in Lit. 10.

1898. *Rothpletz, A.* Geologische Karte der Glarneralpen, 1 : 100,000, enthalten in Lit. 12.

1910. *Staub, W.* Kartenskizze der Moränen und Bergsturzablagerungen im Rheintal von Chur bis Flims, 1 : 50,000, enthalten in Lit. 21.

— *Oberholzer, J.*, und *Heim, Albert.* Geologische Karte der Glarneralpen 1 : 50,000. Spezialkarte Nr. 50, herausgegeben von der schweiz. geolog. Kommission.

In Vorbereitung: *Blumenthal, M., Oberholzer, J.*, und *Tolwinski, K.* Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein, 1 : 50,000. Spezialkarte Nr. 63, herausgegeben von der schweiz. geolog. Kommission.

Einleitung.

Die orographische Einheit der Ringel-Segnesgruppe wird bestimmt durch die tiefen Täler des Vorderrheins im Süden und der Tamina im Norden. Die verbindenden Zwischenstücke in der Umgrenzung sind dann gegeben einerseits durch das Tal des Kunkelpasses im E und anderseits durch das des Segnespasses im W. Orographisch gliedert sich die Gruppe durch den Gipfelgrat der Scheiben nördlich an die Gebirgsgruppe der Grauen Hörner und des Magereu an. Tektonisch ist sie dagegen nur ein durch die Erosion zufällig herausgeschnittenes Stück einer W-E streichenden Einheit. Aus diesem Grunde wurden die Untersuchungen auch auf die rechte Seite des Segnestales ausgedehnt.

Die tiefste Einsattelung innerhalb der Gruppe bildet die Trinserfurka mit 2489 m. Sie trennt einen östlichen Teil, die Ringelgruppe, von einem westlichen, der Segnesgruppe, ab. Durch das Tal von Bargis wird diese Scheidung noch besonders hervorgehoben. Im östlichen wie im westlichen Teil erhebt sich der Gipfelgrat in einer Reihe „Dreitausender" über die Schneegrenze. Grössere Gletscher kommen aber wegen zu geringer Ausdehnung des in die Schneeregion ragenden Gebietes nicht zustande. Der Kulminationspunkt der Gruppe, der kühne Gipfelturm der Ringelspitze, ist mit 3251 m die höchste Erhebung zwischen Tödi- und Silvretta-Gruppe.

In der geologischen Erforschung hat die Gruppe eine Geschichte, die sie innig verknüpft mit der allmählichen Erkenntnis des Baues der Glarneralpen. Die Namen der gleichen Forscher, eines *Arnold Escher von der Linth,* eines *Theobald, Albert Heim* und *Rothpletz,* die einen schönen Teil ihres Schaffens in jenes Gebiet verlegten, kehren deshalb auch in ihrer geologischen Geschichte stets wieder.

Der Pionier in der geologischen Erforschung war auch hier *Arnold Escher von der Linth.* In seinen Tagebüchern finden sich viele Notizen und Zeichnungen über verschiedene Teile des Gebietes. (1840—1841.) Besondere Berücksichtigung wurde stets dem Flimserstein zuteil. Dieser, auch das Landschaftsbild beherrschende Felsklotz, wurde im Laufe der Zeit gewissermassen auch der Brennpunkt stratigraphischer und tektonischer Streitfragen. *Arnold Escher v. d. L.* glaubte, in den braunen Deckschichten des Flimsersteinrückens Dogger erkannt zu haben. *Theobald* dagegen hielt sie für Kreide, und zwar merkwürdigerweise hauptsächlich für Gault. Die verschiedene stratigraphische Deutung hatte natürlich auch abweichende tektonische Auffassungen zur Folge.

Im Sinne *Arnold Eschers* lag eine verkehrte Schichtfolge von Malm über Dogger zu Rötidolomit und Verrucano, also ein Mittelschenkel vor, nach *Theobald* dagegen war der Flimserstein eine grosse nordwärts gerichtete Falte. Dieser letztere Fall ist auch 1878 durch *Alb. Heim* in Karte und Text des „Mechanismus der Gebirgsbildung" dargestellt worden. 1885 erschien Blatt XIV der geologischen Karte der Schweiz 1 : 100,000 von *Alb. Heim,* wo die Deckschichten des Flimserstein wieder als Dogger eingetragen waren. Die Begründung dafür enthält das umfassende Werk *Albert Heims:* „Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein", welches auch die erste übersichtliche Darstellung unseres Gebietes in Text und Profil bildet (1891). Fossilfunde — zwar schlechte — im „Gault" *Theobalds* schienen das jurassische Alter der früheren

Kreide darzutun, also *Eschers* Auffassung zu bestätigen. Dementsprechend bildete der Flimserstein nicht mehr eine Falte des Muldenschenkels, sondern den aufsteigenden Mittelschenkel der „Südfalte“ der „Glarner Doppelfalte“. Die analogen Verhältnisse sollten den Bau der Ringelspitze beherrschen. Diese Anschauung blieb lange Zeit die herrschende.

Eine neue Rückkehr zur Kreide bedeuten die Untersuchungen von *A. Rothpletz,* welche im „Geotektonischen Problem“ der Glarneralpen enthalten sind (1898). *Rothpletz* erkannte zum erstenmal die tatsächlichen Lagerungsverhältnisse im Flimserstein, indem er die Deckschichten als Neocom und Schrattenkalk auffasste [1]). Den auflagernden, überschobenen Verrucano teilte er dagegen einer von E herkommenden Schubmasse, der Glarner Schubmasse, zu, eine Auffassung, deren Unhaltbarkeit am besten durch das drei Jahre später erschienene klassische Werk *Lugeons:* „Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse“, dargetan ist.

Im Lichte der Schardt-Lugeonschen Überfaltungstheorie und ihrer stratigraphischen Konsequenzen gewann das Gebiet zwischen Segnes und Calanda noch vermehrtes Interesse. Die Doppelfalte hat sich geschlossen, statt dessen überlagert eine einheitliche Deckfalte die tieferen autochthonen Falten. Die genaue Prüfung und Klarlegung der Wurzelregion, die Feststellung der autochthonen Falten, sowie deren Lagebeziehungen zu verfolgen, war ein Thema, das eine geologische Neuaufnahme des Gebietes der Ringel-Segnesgruppe in 1 : 50,000 wohl verlohnte [2]).

---

[1]) 1905 macht *Rothpletz* neuerdings in den „Geolog. Alpenforschungen II: Ausdehnung und Herkunft der rhät. Schubmasse“, pag. VIII und 36, auf die falsche Interpretation des Flimserstein, welche auch von *Lugeon* und *Arnold Heim* in ihre Profile aufgenommen worden war, aufmerksam. *Albert Heim* hatte indessen die Verwechslung von Kreide und Dogger schon früh (seit 1895, vergl. lit. 24) erkannt und *Rothpletz'* Korrektur akzeptiert. (Geolog. Nachlese, Nr. 18. Vierteljahrsschrift der naturf. Ges. Zürich, 1906.) 1908 betont auch *C. Schmidt* die Verwechslung von Drusbergschichten und Dogger auf dem Flimserstein. (Geologie des Simplongebietes etc. Eclogæ geol. helv., IX, pag. 572.)

[2]) Eine übersichtliche Darstellung der wichtigsten Unterschiede der heutigen tektonischen Auffassung der Wurzelregion der Glarnerfalten gegenüber der früheren geben die „Beobachtungen aus der Wurzelregion der Glarnerfalten (helvetische Decken)“ von *Albert Heim.* „Beiträge“, Liefg. 31. 1911.

Erster Teil.

Stratigraphische Übersicht.

Am Aufbau der Ringel-Segnesgruppe beteiligen sich mit Ausnahme des Carbon sämtliche Formationen, welche wir aus den Schweizeralpen kennen. Ein Profil von Vättis hinauf zur Ringelspitze führt uns durch die vollständige Schichtreihe. Im

kristallinen Fenster von Vättis

treten die zentralmassivisch gestellten Gesteine unter dem mächtigen Sedimentmantel hervor. Es sind vorwiegend helle, quarzreiche Sericitschiefer, in denen kristalline Konglomerate, grüne Schiefer und einsprenglingsreiche Orthogneise untergeordnet auftreten.

Der Verrucano.

Bei Vättis fehlen Gesteine, die als Verrucano zu bezeichnen sind. Solche finden sich als autochthoner Verrucano bei Tamins und in einem kleineren Vorkommnis in der Vorderrheinschlucht bei Wackenau. Die vorwiegende Masse des bei Tamins vorkommenden Verrucano ist ein schmutziggrünes geschiefertes Gestein, das nach der mikroskopischen Untersuchung als Epidotchloritschiefer zu bezeichnen ist. Nach seiner Herkunft dürfte das Gestein diabasischer Natur sein. Verschiedene Gründe sprechen für tuffogenen Ursprung. Innerhalb dieser grünen Schiefer finden sich beim Dorfe Tamins sicher eruptive Gesteine. Ihrem mineralischen Inhalt nach sind dieselben als Dioritporphyrite, wenn auch sehr saure, zu erklären.

Neben diesem autochthonen Verrucano finden wir denselben — zwar in anderer Ausbildung — über der Überschiebung der Glarnerdecke wieder. (Ringelspitze, P. da Sterls, P. Segnes, Flimserstein etc.) Die basalen Teile stellen hier einen grünen, an Einsprenglingen von Quarz und Feldspat (Plagioklas) reichen sericitischen Gneiss dar. Nach oben geht dieser durch Übergang in einen ebenfalls grünen, blättrigen Sericitschiefer über. Auf dem Flimserstein ist nur die schiefrige Ausbildung vorhanden.

Die Trias.

Von unten nach oben sind zu unterscheiden:

Quarzsandstein (Melser Sandstein),
Rötidolomit und
Quartenschiefer.

Die meist feinkörnigen Quarzsandsteine treffen wir in guter Ausbildung nur bei Vättis. Der Rötidolomit mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 45 m ist von dem typischen Aussehen und geht nach oben durch Auftreten von Dolomitbreccien oder durch Schiefrigwerden in den Quartenschiefer über. Diese sind von schwankender Mächtigkeit und können gelegentlich auch ganz aussetzen. Grüne, rote und violette Schiefer neben groben Dolomitbreccien und hellen Quarzsandsteinen sind typisch. Besonders hervorzuheben ist auch das Vorkommen von Ottrelith(Chloritoid)-schiefern.

Der Lias.

Der fossilreiche Lias des Kreuzbachtobels [1]) bei Vättis ist auf der Ringelseite als eine quarzhaltige und Dolomitbrocken führende aber ziemlich fossilleere Echinodermenbreccie vorhanden. Auf der Südseite, im Rheintal, fand ich noch keinen sicheren Lias.

Der Dogger.

Über dem Lias resp. der Trias folgt eine Schichtserie schwarzer Tonschiefer, die reich an sandig-rostigen Einlagerungen sind. Es sind die Opalinusschiefer, die mit dem aus ihnen durch Überhandnehmen der sandigen Ausbildung hervorgehenden Eisensandstein eng verbunden sind. Die gemeinsame Mächtigkeit beider beträgt ± 40 m. Die Stufe der Echinodermenbreccie ist durch eine zum Teil schwachspätige, ± 5 m mächtige Kalkbank vertreten. Nach oben schliesst den Dogger eine ± 1 m mächtige Bank von Eisenoolith ab.

Der Malm.

Der Malm nimmt an horizontaler Verbreitung und an Mächtigkeit innerhalb der ganzen Gruppe die erste Stelle ein. An der Basis liegt der wenig mächtige (± 1 m) gelb und grau gefleckte Schiltkalk. Über demselben folgen zirka 1 m kalkig-mergelige, gelbliche, mürbe Schiefer, die Argovienschiefer. Der darüber liegende Quintnerkalk ist der typische schwarze, oft zwar stark metamorphosierte dichte Kalk. Mächtigkeit ± 500 m. Der oberste Teil des Malm, das Tithon, ist durch Auftreten von Korallen und lokal durch Breccien gekennzeichnet.

Die Kreide.

Der Öhrlikalk.

(Infravalangien.)

Die unterste Kreide entwickelt sich ohne scharfe Grenze aus dem obersten Jura. Deutlicher wird die dem Öhrlikalk typische Ausbildung erst in seinen oberen Lagen. Es ist dann ein hellgrau anwitternder, innen dunkler Echinodermenkalk, dessen Oberfläche durch die herauswitternden vielen Bryozoenreste und Echinodermensplitter ein rauhes Aussehen bekommt. Als bestimmbare Fossilien enthält er: *Cidaris cf. pretiosa Des.* und *Pentacrinus neocomiensis de Lor.* Mächtigkeit: ± 30 m.

[1]) Lit. 23, pag. 7.

Der Valangienkalk.

Gelbanwitternder, muschelreicher *(Alectryonia rectangularis, Exogyra Couloni)*, echinodermischer Kalk. Auf frischem Bruch blaugrau. Seine Mächtigkeit nimmt von W nach E zu: Alp Nagiens 4—5 m, Calfeusental 24 m. Hier tritt im Hangenden des eigentlichen Valangienkalkes eine braune, harte Echinodermenbreccie auf, deren allmähliches Ausgehen deutlich zu verfolgen ist.

Der Kieselkalk und die Drusbergschichten.

(Hauterivien und unteres Barrémien.)

Diese beiden Stufen sind nicht überall voneinander zu trennen. Der Kieselkalk ist meist ein schwarzer, rostbraun angewitterter Kalkschiefer; er führt vereinzelte, unbestimmbare Muscheln. Knollig oder schlierig herauswitternde Partien sind oft auffällig. Die ebenfalls braunen Drusbergschichten sind vorwiegend als Echinodermenkalke entwickelt. Die mergelige Ausbildung tritt sehr zurück. Die obere Partie ist charakterisiert durch die Bänke der Exogyra sinuata. Mächtigkeit des Kieselkalkes ± 10 m, der Drusbergschichten ± 8 m.

Der Schrattenkalk.

(Oberes Barrémien.)

Die hellen Wände des Schrattenkalkes heben sich deutlich von dem liegenden Neocom ab. Stellenweise ist der Schrattenkalk stark echinodermisch; Petrefakten sind sehr selten. Die Orbitulinaschichten sind nicht verhanden; sie sind wohl durch Denudation zur Zeit des oberen Aptien verschwunden. Im Schrattenkalk lässt sich eine nördliche, weniger mächtige Zone (± 10 m) von einer südlichen (Flimserstein), mächtigeren (± 60 m) unterscheiden.

Der Gault.

(Albien — Cenoman.)

Die tieferen Gaultschichten (Gargasien) fehlen. Es beginnt der Gault mit oft pyritreichen kalkigen Grünsandbänken, über denen sich mehr oder weniger deutlich die Knollenschichten erkennen lassen. Diese leiten ihrerseits nach oben allmählich in die petrefaktenreichen Turrilitenschichten über. Aus diesen seien erwähnt:

Turrilites Bergeri Brongn.,
Stolizkaia dispar d'Orb.,
Puzosia Majoriana d'Orb.,
Nautilus Montmollini Pict. et Camp.,
Baculites Gaudini Pict. et Camp.,
Holaster subglobosus Leske sp. etc.

Mächtigkeit ± 6 m. Gegenüber der hellen Wand des liegenden Schrattenkalkes hebt sich das dunkle Gaultband sehr deutlich ab; für die Entwirrung der tektonischen Verhältnisse bildet deshalb der Gault einen wertvollen Leithorizont.

Der Seewerkalk.

(Cenoman — Turon.)

Dünnschichtiger, blaugrauer, meist wellig gefältelter, dichter Kalk mit glänzenden Sericithäuten auf den Schichtflächen. Petrefakten sehr selten. Nach oben findet ein ganz allmählicher Übergang in eine mehr mergelig-schiefrige Ausbildung, die Seewerschiefer, statt, welche reichlich Foraminiferen enthält. Die Mächtigkeiten der Seewerbildungen sind schwankend: 30—120 m.

Das Eocän.

Als konstantes Niveau der Tertiärbildungen liegt über der Kreide stets der Assilinengrünsand (Bürgenschichten) mit den für ihn charakteristischen Nummuliten. Die Zahl der Grünsandbänke und der sie begleitenden glauconitischen Nummulitenkalke ist nicht beständig. Sie wechsellagern mit schwarzen Tonschiefern und glauconitisch-sandigen Schiefern.

Die nächst höhere Abteilung, die Globigerinenschiefer, schwarze, gelblich anwitternde, gekörnelte Mergelschiefer sind im Segnes- und Calfeusental deutlich zu erkennen und zu verfolgen. Eine Stufe der Dachschiefer ist nicht möglich auszuscheiden. Stellenweise schon direkt über den Globigerinenschiefern folgen die groben Breccien des Wildflysch, welcher beinahe den ganzen Nordabfall der Ringelkette einnimmt. Quarzite, zähe schwarze Tonschiefer, Fucoidenschiefer, Breccien etc. folgen sich in bunter Serie aufeinander. Innerhalb des Wildflysch findet sich eine Zone seewerähnlicher Kalkschiefer, welche stratigraphisch wie tektonisch von ganz besonderem Interesse sind.

Zweiter Teil.

Tektonik.

In Anlehnung an die geologischen Aufnahmen sei die tektonische Beschreibung im Westen begonnen. Wir gelangen so nach Art einer tektonischen Wanderung von im Faltenbau höher und ursprünglich auch südlicher gelegenen Teilen allmählich in die tieferen und nördlicheren [1]).

Das Querprofil des Segnestales.

Dieses durch die Erosion des Segnesbaches blosgelegte natürliche Profil bilde den Anfang unserer Wanderung von Westen nach Osten. Der Bau der ganzen Gebirgsgruppe zeigt sich hier gewissermassen in seinen ersten zaghaften Anfängen.

Von dem weiten Alluvialboden von Segnes sut aus erblickt man links wie rechts die zu einem nach Norden gerichteten Gewölbe aufsteigenden Kreideschichten. Wenden wir uns zuerst der rechten Talseite zu!

1. Die rechte Talseite von Segnes sut und die Alp Nagiens.

Hart hinter der Segnesklubhütte steigen mit zirka 30° Südfall aus Bergsturz und Alluvionen die hellen Schichtbänke des Tithons empor. Sie repräsentieren den Kern der weiter noch zu verfolgenden Falte. Über ihnen folgen die Ohrlikalke. Sie bilden das westlich der Segneshütte den Horizont abschliessende auffällige dunkle Felsband. An seinen oberen Rand treten die hellbraunen, muschelführenden Valangienkalke. Beide diese Kalkbänder lassen sich als normales Hangendes des Jurakernes taleinwärts gegen Norden weiter verfolgen (Fig. 1, Taf. III). Als höhere Glieder des Gewölbeschenkels, aber aus der Tiefe nicht mehr sichtbar, legen sich über die Valangienkalke die dunkleren Schichten des Kieselkalkes und der Drusbergschichten und die hellen Schrattenkalke. Sie bilden die weite, teils verkarrte Oberfläche der Alp Nagiens. Im westlicheren Teil derselben sind die braunen Neocomkalke von zwei Erosionsfenstern durchbrochen, so dass zwei durch Valangienkalk verbundene und umrandete Aufschüsse von Öhrlikalk entstehen. Von diesen klaren und leicht zugänglichen Profilen, die hier in der untersten Kreide geschaffen wurden, war schon im stratigraphischen Teil die Rede. Eine wenig erfolgreiche Arbeit ist aber in diesem Gebiet die gegenseitige Abgrenzung von Kieselkalk und Drusbergschichten. Die Sinuatabänke sind hier lange nicht so deutlich wie auf dem Flimserstein. Meine anfängliche Scheidung kam mir später wieder zu künstlich vor, so dass ich es vorzog, diese beiden Stufen überhaupt zusammen zu ziehen.

Der Kern der Falte — Jura — tritt bei Culm lombard wieder zutage und hängt unter Bergsturz mit dem weit nach Süden vorspringenden Kamm der Crest la pligliusa zusammen.

Zwischen die braunen Dechschichten und den überschobenen Verrucano schaltet sich eine helle Kalkbildung ein. Ihrer stratigraphischen Lage nach und infolge später noch zu erwähnender

[1]) Man vergleiche stets die Coulissenprofile der Tafeln I und II.

Analogieschlüsse zum Flimserstein (pag. 35) bin ich geneigt dieselbe als normal liegenden Schrattenkalk anzusehen. Die „Geologische Karte der Glarner-Alpen“ von *Alb. Heim* und *J. Oberholzer* gibt diese Kalke als Lochseitenkalk an. Fossilien fand ich ausser ein paar zweifelhaften Muschelresten keine. In Übereinstimmung mit der Darstellung der genannten Karte konnte ich die Feststellung machen, dass diese Schrattenkalke weiter nördlich auf valangienkalkähnliche Kalke zu liegen kommen. Ob echter Kieselkalk und Drusbergschichten nördlicher nochmals auftreten, konnte ich wegen Schnee- und Schuttbedeckung nicht sicher feststellen. Wenn hier eine stratigraphische Lücke existiert, so möchte ich sie am ehesten auf tektonische Ursachen zurückführen.

Der Gewölbeschenkel unserer Falte ist in intensiver Weise in kleine Falten und Fältchen gelegt, die zwar nicht direkt sichtbar, worauf aber schon das bunte Nebeneinander der hellen und dunklen Kalke hinweist. Schrattenkalk erscheint bald höher, bald tiefer, als seine Unterlage. Diese wellige Fältelung kann auf die nachträgliche stauende Wirkung der darüber hinweggehenden grossen Überschiebung der Glarnerdecken zurückgeführt werden.

Die „Geologische Karte der Glarner-Alpen“ gibt ferner über dem „Lochseitenkalk“ an verschieden Stellen Rötidolomit an. Von meiner davon abweichenden Annahme — kein Rötidolomit, sondern metamorphosierter Schrattenkalk — soll in anderem Zusammenhange die Rede sein (pag. 52).

Eine kleine Abweichung von der genannten prächtigen Karte zeigt unser Kartenbild auch in der Darstellung des nördlichsten Teiles unserer Falte. Die den Kern bildenden Jura- und Öhrlikalke kommen in einer kleinen Vertiefung auf der Hochfläche zum Ausstrich und werden von dem in den Mittelschenkel eintretenden Valangienkalk nordwärts umsäumt.

Der in sich wieder gefaltete Mittelschenkel der Falte zieht sich am Nordende von Segnes sut durch die hohen Felswände hinab. Ob noch eine höhere Stufe als Valangienkalk sich an demselben beteiligt, ist nicht ganz sicher festzustellen [1]).

Wir konstatieren also, dass hart unter der Überschiebung eine Kreidefalte folgt, dass keine Doggerschichten vorhanden und also auch keine verkehrte Schichtfolge den Mittelschenkel der Glarnerdecken darstellt. Die Glarnerdecken ruhen hier mit Überschiebung des Verrucano auf dem Schrattenkalk der normalen Kreidefolge der Segnessutfalte auf. Das nördlich gewendete scharfe Knie der letzteren liegt in der Wand westlich Segnes sut.

2. Die linke Talseite von Segnes sut.

Bedeutend klarer und übersichtlicher ist diese Falte — wir haben sie vorläufig Segnessutfalte genannt — auf der linken Talseite von Segnes sut zu erkennen (Fig. 2, Taf. III). In einem tiefen und wilden, cañonartigen Durchbruch hat der Segnesbach diese Falte durchsägt. Die Tiefe desselben erreicht stellenweise 20 m, die Breite oft kaum $^1/_2$ m. Fingerartig verzahnt, greifen die Ränder der durchschnittenen Erosionskessel gegenseitig ineinander. Vom Rande von Segnes sura nach der Tiefe des Segnessutbodens hinab stürzt sich der junge Gletscherbach in schäumenden Kaskaden.

Rechts des Baches erhält man ein deutliches Profil von Tithon bis zu den Drusbergschichten, wenn man von den Tschingel de tschingliuns [2]) (nördlich dem die Wasserfälle anzeigenden Pfeil der Karte) durch das kleine Felsband nach Segnes sura hinaufsteigt. Man konstatiert von unten nach oben:

Tithon, Schichtfall 20° S. Streichen E.-W.,
Öhrlikalk zirka 10—15 m schwach echinodermisch,
Valangienkalk 4—5 m mit Muschelresten,
Kieselkalk 8—10 m mit sandigen Concretionen,
Drusbergschichten mit grossen *Exogyren* und *Alectryonien*.

[1]) *Rothpletz* stellt schematisch Neocom bis Seewerkalk dar. Lit. 12, pag. 148, Fig. 29.

[2]) Als „Tschingel“ (cingulum) werden in der Gegend schmale Grasbänder innerhalb der Felsen bezeichnet (Wildheu), während man unter „Gondas“ die Grashalden am Fusse der Felswände versteht. Tschingliuns = Schnittlauch.

Diese Schichtserie entspricht der gegenüberliegenden der Alp Nagiens, wenn auch der Ohrlikalk weniger mächtig erscheint. — Wir haben den Rücken, der die Ebene von Segnes sura im Westen begrenzt, beim Durchbruch des Segnesbaches erreicht und stehen auf den braunen Neocomschichten. Ungefähr 200 m weiter nordnordwestlich finden sich darunter helle Schrattenkalke und in deren Liegendem ein schmales Gaultband, das von $^1/_2$ m sich nach SE auf zirka 20 cm reduziert, um aber bald wieder zu grösserer Mächtigkeit anzuschwellen. Also nach Lagerung und Schichtreduktion ein Mittelschenkel, der nach S einfällt. Dem verkehrt gelagerten Schrattenkalk zähle ich auch die in einem Fenster innerhalb des Neocoms dieses Rückens auftretenden dunklen Kalke zu, welche in den obersten Partien Nerineen enthalten. Den besten Überblick über den Zusammenhang dieser verkehrten Kreide mit der oben durchgangenen normalen gewährt ein Standpunkt im Westen von Segnes sut (vgl. Fig. 2, Taf. III). Deutlich sieht man wie der verkehrte Schrattenkalk in der die beiden Segnesböden trennenden Felswand nach unten zieht. Der Gault begleitet ihn ein Stück weit, setzt aber, noch bevor der Mittelschenkel die Segnesfälle quert, aus. Die tieferen Kreideschichten erscheinen ebenfalls stark reduziert und setzen nach unten ganz aus. Im innersten spitzen Muldenkern, rechts den Wasserfällen und das Niveau von Segnes sut fast erreichend, findet sich noch ein kümmerlicher Rest eines Mittelschenkels: ein zusammengequetschtes Paket hellgelber Kalke, vielleicht von Drusbergschichten. Neben diesen stark reduzierten unteren Kreideschichten hat der Seewerkalk eine bedeutende Mächtigkeit beibehalten, ja er scheint geradezu zusammengestaut. Sämtliche untere Wasserfälle stürzen sich über Seewerkalk. Die Erklärung dieser Verhältnisse ergibt sich bei näherem Zusehen ohne weiteres. Die grössere Segnessutfalte wird nämlich von zwei kleineren, sie gewissermassen unterteufenden Kreidefalten unterlagert. Der hier angestaute Seewerkalk gehört zum grössten Teil dem hangenden dieser Kreidefalten an und wurde zwischen diesen und der grösseren Falte eingeklemmt.

Die erste dieser erwähnten kleineren Falten liegt im innersten Muldenkern noch südlich der Segnesfälle. Hart neben den aus dem ebenen Boden aufsteigenden Gewölbekern bildenden hellen Tithonkalken schlagen wir einen von ihm ununterscheidbaren Kalk an, der aber von Gault mit Turrilitenschichten (zirka $^1/_2$ m) überlagert wird. Es kann also nur Schrattenkalk vorliegen, der hier im Muldenkern der Segnessutfalte eine kleine Falte bildet. Drusbergschichten sind keine aufgeschlossen (Fig. 2, Taf. III).

Die zweite Falte erreicht etwas grössere Dimensionen. Nördlich der Segnesfälle tritt ein Felssporn aus dem Gehänge heraus. Wir erkennen im oberen Teil deutlich eine helle, zirka 10 m mächtige Schrattenkalkwand, die von pyritreichem Gault und den Turrilitenschichten *(Turrilites, Holaster)* überlagert wird. Schrattenkalk und Gault stellen einen beinahe horizontalen Gewölbeschenkel dar. Als nächst tieferes treten unter dem Schrattenkalk die Bänke der *Exogyra sinuata,* die Drusbergschichten, auf. Tiefere Kreidestufen sind nicht entblösst. Als Mittelschenkel dieser kleinen Falte sind nur Reste von Gault vorhanden. Steigt man diesen von unten nach hinauf bis zum Schrattenkalk (stets zu vergleichen mit Fig. 2, Taf. III), so sieht man unter demselben nur ein verquetschtes und ausgezogenes Gaultbändchen. Der Schrattenkalk ist darüber flach hinübergeschoben und ruht zum Teil auf Seewerkalk. Es liegt ein kleiner Scheitelbruch vor; der Gewölbeteil der Falte beginnt mit Überschiebung sich vom Muldenteil abzuscheren.

Diese beiden hier angeführten Falten tauchen schon innerhalb des Segnesbodens (auf eine Erstreckung von zirka 400 m) in der Streichrichtung unter. Auf der rechten Talseite sind sie vollkommen verschwunden.

Die grosse Segnessutfalte der rechten Talseite wurde schon von *Theobald*[1]) festgestellt. Seine Auffassung trat dann lange Zeit in den Hintergrund, da seine Kreideschichten von *Arnold Escher von der Linth* und *Alb. Heim*[2]) als Dogger aufgefasst wurden. *Rothpletz*[3]) hat dann 1898 von neuem den zum erstenmal richtigen Nachweis für diese Kreidefalten geleistet. Er stellt

[1]) Lit. 3, Taf. XVI, Fig. 7.
[2]) Lit. 7, pag. 153.
[3]) Lit. 12, pag. 148 u. 153. Atlas: Taf. IV.

die Verhältnisse auch schematisch in Profil und Skizze dar. Die obere Segnessutfalte wird aber bei ihm von einer Verwerfung getroffen, von der keine Spur vorhanden ist. Auch ihre Fortsetzung in der Nische zwischen Ofen und Laaxerstöckli ist nirgends nachweisbar.

Ziehen wir nun zwischen der Segnessutfalte der rechten und linken Talseite eine Parallele, so treten trotz der geringen Entfernung eine Anzahl von Unterschieden auf. Sie seien kurz zusammengestellt:

Rechts. (Westseite.)	Links. (Ostseite.)
Ohrlikalk 30—35 m.	Öhrlikalk 10—15 m.
Schrattenkalk im Gewölbeschenkel, im Mittelschenkel nicht sicher nachweisbar.	Schrattenkalk im Mittelschenkel vorhanden.
Gault nicht nachgewiesen.	Gault im Mittelschenkel typisch vorhanden.
Seewerkalk fehlend.	Seewerkalk in bedeutender Mächtigkeit vorhanden.
Fehlend (westlich unter den Talboden gesunken).	Muldenkern von Seewerkalk mit untergelagerten kleineren Kreidefalten.

Auf beiden Seiten dagegen ist das nach Norden gewendete Umbiegungsknie des Malm, umhüllt von der rechts lückenhaften, links vollständigen Kreideserie, deutlich zu sehen und zu verfolgen.

Die Kreide-Malmfalten des Flimsersteins.

Als ein gewaltiger rhombischer Felsblock erhebt sich über dem Bergsturzland von Flims die plumpe Masse des Flimsersteins oder Crap de Flem. Das freundliche Wiesengelände seines südlichen Fusses überragen die gegen 700 m hohen Jurakalkwände. Stellenweise echter schwarzer Quintnerkalk, wechselt dieser mit Partien weisser, metamorphosierter und staubig verwitternder Kalke ab. Dogger ist keiner entblösst.

In hohen Felswänden zieht der Malm auf der Ost- und Westseite des Flimsersteins hinan. Er bildet die flach geneigten Hänge der Alpen Cassons und Naraus — die Gleitfläche des Bergsturzes — und tritt bei Segnes sut in den uns schon bekannten Kern der Segnessutfalte.

Nehmen wir hier unsere Wanderung von Westen nach Osten wieder auf und suchen nach dem verbindenden Zusammenhange der Segnessutfalte mit dem Flimserstein. Die Feststellung der gegen Süden fallenden, verkehrt liegenden Kreide haben wir auf der rechten Seite des Segnesbaches schon gemacht. Aufs schönste lassen sich nun vom Südende des Bodens von Segnes sura in der allmählich ostwärts zur Höhe des Flimsersteins aufsteigenden, verkehrt liegenden Kreideserie die Erscheinungen eines reduzierten Mittelschenkels verfolgen (Fig. 3, Taf. III). Links des Segnesbaches, eben da, wo dieser in sein tiefes Cañon einströmt, tritt ein kleines Köpfchen von Gault spornartig in die Kiesalluvionen hinaus. Die Mächtigkeit dieses Gaults dürfte hier noch nicht stark von der normalen entfernt sein. Sie beträgt 6 m. Einige 100 Schritte verfolgen wir ihn gegen ENE aufwärts in ähnlicher Mächtigkeit. Von der hügeligen Oberfläche in bedeutend grösseren Flächen angeschnitten sind der Schrattenkalk und die übrige untere Kreide. Kieselkalk und Valangienkalk sind mangelhaft verfolgbar und Öhrlikalk erscheint nur in lückenhaften Spuren. Der Schrattenkalk hat eine Mächtigkeit von durchschnittlich 8 m. Der Gault scheint stellenweise ganz verschwunden zu sein, dann setzt er wieder als ein Bändchen von 10—20 cm weiter oben aufs neue ein. Bei P. 2425 erreicht er wulstartig eine grössere Mächtigkeit und liegt direkt unter Drusbergschichten. Schrattenkalk fehlt. Zwar setzt dieser nochmals mit 4—5 m ein, verschwindet

aber nach wenigen Schritten endgültig. Dem gleichen Schicksal erliegen die braunen Schichten des Neocom und so tritt der interessante Fall ein, dass Gault als schmaler Streifen die Kalke des Tithon unterlagert. Stets fallen die Schichten in verkehrter Folge gegen Süden. Hand in Hand mit dieser mechanischen Reduktion der Schichten geht auch eine innere Metamorphose des Gesteins. Der Schrattenkalk erscheint besonders durch Clivage entstellt und ist oft von Seewerkalk schwer unterscheidbar.

Durch diesen Gang haben wir nun den Mittelschenkel der Segnessutfalte über die Hügel im S von Segnes sura bis zum letzten steilen Anstieg zum Rücken des Flimserstein (P. 2679 m) verfolgt. Die Verbindung mit demselben ist bei guter Beleuchtung trotz der Schutthalden deutlich. Die hellen Tithonkalke ziehen steiler als bis anhin in der Streichrichtung gegen NE weiter und endigen in einem regelrechten Gewölbekopf. Es sind zugleich die nördlichsten und höchsten Jurakalke des Flimsersteins. Reste des Mittelschenkels als Schrattenkalk und Gault erkennt man beim Durchsteigen der Felsen. Aber auch die Kreideschichten des Gewölberückens, welche nur unten über den Segnesfällen erhalten, weiter oben aber verschwunden waren (Bergsturz!) sind hier wieder vorhanden (Fig. 3, Taf. III). Über dem hellen Jurakalk folgt nämlich eine zirka 20 m mächtige braune Schichtlage, die unteren Kreideschichten repräsentierend. Die einzelnen Stufen auseinanderzulesen, ist nicht mehr möglich. Darüber liegt eine zirka 2 m mächtige, helle Kalkbank und in ihrem hangenden Gault mit einigen spärlichen *Turriliten*. Dieses Gaultvorkommnis ist von ganz besonderem Wert. Es ist der einzige sicher erkennbare Gault des ganzen Flimsersteinrückens.

Diese skizzierten Lagerungsverhältnisse liefern mithin den sicheren Beweis, dass der Flimserstein einer geschlossenen selbständigen Falte angehört und keinem aufsteigenden Mittelschenkel entsprechen kann. In der verfolgten Verbindung erweist sich diese Flimsersteinfalte als eins mit der Segnessutfalte, die beide ihren Jurakern gemeinsam haben und nur in den höheren Kreideschichten ungleich grosse Komplikation aufweisen. In der Streichrichtung hat sich die Faltenachse von W nach E rasch gehoben. Das Gewölbeknie im Malm liegt in der Wand zwischen Segnes sut und Segnes sura bei zirka 2300 m, östlich im Flimsersteingipfel bei zirka 2550 m bei 1500 m Distanz.

Über dem erwähnten normal liegenden Gault folgt am obersten Rücken des Flimsersteins kein Seewerkalk, sondern wieder ein Kalk von Schrattenkalkhabitus. Auch keilt der Gault nach kurzer Längserstreckung gegen Süden am Gehänge aus (Schichtlage horizontal bis schwach SE, Clivage: Streichen W—E mit 40° Südfall). Er wird umhüllt von diesen als Schrattenkalk zu deutenden Kalken. Gault liegt also in einer wenig tiefen, aber enggequetschten Mulde über dem Gewölbekopf der Hauptfalte.

Was nun über dieser kleinen Gaultmulde folgt, spricht einer jeden genaueren Entzifferung Hohn. Hat man von SW her den Rücken unter P. 2679 m erreicht, so nimmt man dort einen bunten Wechsel hellgrauer und hellbräunlicher Kalke wahr, die, beide hochgradig metamorphosiert („lochseitisiert", „mylonitisiert"), keine gegenseitige Abgrenzung mehr zulassen. In ganz spärlichen Resten erkennt man in den braunen Kalken einige Muschelreste. Wir haben es wahrscheinlich mit Schrattenkalk und Drusbergschichten zu tun. Nahe dem Steinmann bei P. 2679 m findet sich noch ein grünsandiges Gestein eingeklemmt. Ob Flysch oder Gault ist nicht erkennbar. Den wenig ausgeprägten Gipfel bildet eine mässig mächtige Decke des überschobenen, grünen Verrucano, die sich weit nach S hinunterzieht. Der Kontrast zwischen Überschobenem und Basalem äussert sich hier nicht nur sehr auffällig durch die verschiedenen Farben der Gesteine, sondern besonders auch durch die ausgesprochene Diskordanz. Gewissermassen teilnahmslos liegt der nur flachwellig geschwungene Verrucano auf den so arg gequälten Kreideschichten. Besonders gut ist diese Diskordanz von einem etwas östlicheren Standpunkte zu beobachten.

Was die Kreide anbelangt, so bekommt man den Eindruck, es sei hier die Stirne der Flimsersteinfalte unter der Überschiebung in mehrfache kleinere Schuppen übereinandergelegt, die dann zum Teil abgerissen, durch die Glarnerüberschiebung nordwärts noch weiter über Flysch geschleppt wurden. Direkt unter der Überschiebung ist beinahe alles nur weisser Marmor. In

einigem Abstand aber gelingt es wieder den Faden zu finden. Man erkennt, dass folgerichtig die hellen Kalke nach mehrmaliger Repetition über die braunen zu liegen kommen; in dieser Lagerung ziehen sie südwärts in die Westwände des Flimsersteins, wo sie sicher als Schrattenkalk und Drusbergschichten und teilweise auch als Kieselkalk erkannt werden können. Der Schrattenkalk nimmt rasch an Mächtigkeit zu und bildet das helle auffällige Band unter P. 2568 m. Ebenfalls eine bedeutendere Mächtigkeit erreichen auch die unteren Kreideschichten. Sie bauen die zirka 80 m hohen braunen Felswände unter dem Gipfel 2568 m auf und ziehen sich südwärts um den ganzen Flimserstein herum. Einige schon aus der Entfernung sichtbare kleine Verwerfungen unterbrechen den regelmässigen Schichtverlauf.

Die Kreidestufen der Westwände kommen sämtlich auf dem ausgedehnten Hochplateau des Flimsersteins wieder zum Ausstrich. Der Schichtfall ist ziemlich einheitlich S mit geringer Abweichung nach E und schwankt zwischen 25° und 30°; das Streichen ist entsprechend E—W. Nördlich einer Linie P. 2438—2568 m wird das Fallen beträchtlich steiler: zirka 40°. Die im südlichen Teil weiter kaum gestörten Kreideschichten legen sich mit Annäherung an die Nordkante in mehrere steilgestellte und überkippte Schuppen. Oberflächlich feststellbar beteiligen sich nur die hellen Schrattenkalke und die braunen Drusbergschichten daran. Der Schrattenkalk kommt jeweilen in eine enggepresste Mulde zu liegen und die älteren braunen Schichten überlagern so die jüngeren Kalke. Dadurch kommt die scheinbar so verwickelte Anordnung der Gesteine an der Oberfläche des nördlichen Teiles des Flimsersteines zustande.

Unter der Decke von Kieselkalk und Drusbergschichten mit ihren Schrattenkalkrelicten treten die untersten Kreidekalke noch in ausgedehnten Flächen zutage. Der Öhrlikalk erscheint in einer fensterähnlichen Nische westlich dem Muotta bella (P. 2438 m) durch den gelbbraunen Saum des Valangienkalkes deutlich hervorgehoben. Nach S E ist derselbe unterbrochen und die Öhrlikalke treten in einem verfolgbaren Felsband in die Ostwände des Flimsersteins hinaus. Mehrere *Pentacrinus*glieder und *Cidaris*stachel stammen von hier.

Den Südrand der Hochfläche von Darbleuna über P. Aulta bis zur Ecke bei Alp sura bildet ein zirka 70 m hoher Schrattenkalkzug. Gault und Seewerkalk fehlen über dem Schrattenkalk gänzlich. Auch unter der Überschiebung zwischen Schrattenkalk und Verrucano findet sich keine Spur derselben. Sind sie wohl durch die Überchiebung abgeschert und weiter nördlich in die Lochseitenbildungen verknetet worden, oder ist ihr Fehlen ein stratigraphisches? Das Vorhandensein des Gault unter P. 2679 m in einer Lage, wo er durch die noch höheren Schuppen gegen die Wirkung der Überschiebung geschützt war, macht die tektonische Ursache des Fehlens wahrscheinlich.

Den analogen Fall haben wir schon früher in der Alp Nagiens gehabt, wo auch keine höhere Kreide als Schrattenkalk sich unter der Überschiebung findet. Dass jener helle verknetete Kalk auch normal liegender „lochseitisierter" Schrattenkalk sein kann, ergibt sich nach den festgestellten Lagerungsverhältnissen am Flimserstein mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit; indessen ist es auch möglich, dass an manchen Stellen zwischen normalem Schrattenkalk unten und überschobenem Verrucano oben Fetzen verkneteten Mittelschenkels aus verschiedenen Gesteinsstufen erhalten sind.

Den klarsten Einblick in den Faltenbau des Flimsersteins gewährt der tiefe Taleinschnitt von Bargis auf der Ostseite. (Die Parallelprojektion Fig. 4, Taf. III orientiert über diese Verhältnisse.) Der Malmkern ist vollständig blossgelegt. Seine allmähliche Zuspitzung nach oben ist gut zu verfolgen. Die Mittelschenkelschichten sind, wie nicht anders zu erwarten war, nur mehr in Resten vorhanden. Ich fand keinen Gault und keinen Schrattenkalk; sicher erhalten geblieben scheinen mir die braunen Neocomschichten. Unterhalb P. 2438 m macht der untere Rand des Malm plötzlich eine gegen den Kern konvexe Biegung, es entsteht nach oben eine kleine Überschiebung resp. Zerreissung.

Der langgezogene, spitze Muldenkern, der die Flimsersteinfalte unterteuft, erreicht bei Bargis den Talboden. Er scheint auf der Ostseite des Flimsersteins nur von Seewerkalk erfüllt.

Das Eocän mit seinen Assilinengrünsandbänken bleibt bei der Nordostecke zurück. Die hohe Schafweide Preiaulta liegt innerhalb den Felsen in diesem Muldenkern und hebt dadurch im Landschaftsbild deutlich den innern Bau des Berges hervor.

Den unteren Rand von Preiaulta bilden die Kreideschichten des aufsteigenden Muldenschenkels. Sämtliche Stufen sind vollständig entwickelt. In einer kleinen Bachrunse auf Preiaulta konstatiert man dreimal übereinander Gault, getrennt durch Seewerkalk und etwas Schrattenkalk, herrührend von einer kleinen spitzen Falte des Muldenschenkels. Wenig weiter aufwärts erhebt sich aus dem wieder ruhigen Verlauf des Muldenschenkels eine spitze, langgezogene Falte. Der zerrissene Mittelschenkel ist noch durch ein kleines absteigendes Schrattenkalkbändchen angedeutet. Die ganze Falte zeigt die typische Gestaltung, wie sie in den Falten unseres Gebietes besonders gut zum Ausdruck kommt: scharfer, spitzer Muldenkern, zerrissener oder gänzlich fehlender Mittelschenkel und statt einer Gewölbeumbiegung ein scharfer, spitzer „Knick". Es sind halb Schuppen, halb Falten. Nördlich dieser Schuppe, deren Fortsetzung in der Streichrichtung wir im P. Mirutta noch kennen lernen werden, ist die Kreide des Muldenschenkels talaufwärts ohne weitere Störung bis in die Alp Raschiglus verfolgbar.

Blicken wir von hier zurück in die hohen Nordwände des Flimsersteins, so fallen sofort die hellen Felsbänder in den höheren Partien desselben auf (Fig. 4 u. 5, Taf. III). Die einzelnen Bänder gehen zu einander parallel, convergieren oder divergieren. Unter P. 2679 m vereinigen sie sich zu einer mächtigen Anschwellung. Unter dem überschobenen Verrucano durch, lassen sie sich mit den sicher als Schrattenkalk erkannten hellen Kalken des Flimsersteinplateaus verbinden. Die mehrmalige Repetition hat man sich als ein System von engen und kurzen synclinalen Einspitzungen vorzustellen (Fig. 5, Taf. III). Die mächtige Anschwellung bei P. 2679 m und ihre Erklärung bestätigt nun von der Nordseite die schon gemachte Feststellung, dass in dem so komplizierten Nordwestgipfel des Flimsersteins sich die oberen Kreideschichten (Schrattenkalk) in eine Serie enger Kreidefalten gelegt haben. Unsicher bleibt mir die Deutung des westlich unter P. 2696 m plötzlich aufhörenden Kalkzuges. Man könnte denselben nämlich auch für die Fortsetzung des Malmkernes halten. Das scheinbare Auskeilen dieses Bandes nach unten (links in der Projektion Fig. 4, Taf. III), wie es bei guter Beleuchtung einigermassen erkennbar ist, hat mich aber veranlasst es ebenfalls als eine synklinale Schrattenkalkzone aufzufassen. Wo es nach Westen aufhört, hätte dann das Abwitterungsprofil hinter seine Muldenumbiegung gegriffen.

Brüche.

Nicht unerwähnt seien die verschiedenen Brüche, welche den Flimserstein betroffen haben. In der Landschaft am besten ausgeprägt ist derjenige von Pala de Porcs[1]). Die Rutschfläche der Verwerfung ist im Schrattenkalk deutlich aufgeschlossen. Sie fällt im unteren Teil 40° SSW, nach oben wird sie allmählich flacher. Die Streichrichtung ist schlecht bestimmbar, da die Rutschfläche nicht ebenflächig in die Tiefe sticht, sondern infolge grosser, flacher Rutschkehlen wellig verbogen erscheint. Sie weist aber nach WNW. Gegenüber dem Nordflügel ist der Südflügel um zirka 20—25 m gesunken. Rothpletz verlängert diese Verwerfung über Segnes sut und Ofen bis zum Kalkstöckli am Panixerpass[2]). Ein Nachweis für diese grosse Erstreckung lässt sich aber nicht aufbringen. In Segnes sut ist keine Störung mehr festzustellen; die Verwerfung hat vielmehr nur lokalen Charakter und bleibt auf den Flimserstein beschränkt.

Unter der glatten Rutschfläche schlägt man eine harte, rot angewitterte Dislokationsbreccie an, bestehend aus lauter Schrattenkalk, der durch spätigen Calcit verheilt ist. Nach oben ist die

---

[1]) Pala de Porcs heisst der Aufstieg von Casons auf den Flimserstein bei P. 2568 m. Das Gelände, das die Siegfriedkarte mit diesem Namen belegt, heisst Gondas de Casons.

[2]) Vergl. Lit. 12, Karte 1 : 100,000.

Dislokationsbreccie in eine Schrattenkalkbank zu verfolgen, welche in ihrem Liegenden von einer zweiten Rutschfläche begrenzt wird, die zirka 30° SW-Fall zeigt. Diese Bank stellt zwischen den beiden Bruchflächen ein Klemmpaket dar, das nach unten, wo die beiden Brüche konvergieren, in die eben erwähnte Dislokationsbreccie übergeht. Ob die beiden Brüche in die Kappe des überschobenen Verrucano fortsetzen, ist an Ort und Stelle wegen Schuttbedeckung nicht feststellbar. Aus grösserer Entfernung gesehen, sieht es aus, als ob der Verrucano ebenfalls von der Verwerfung betroffen sei; dieselbe ist also jünger als die Glarnerüberschiebung.

Fig. 7. **Die Verwerfung von Pala de Porcs am Flimserstein.**

Vc = Verrucano (grüner Schiefer mit braunen Dolomitlagen).
C_{sch} = Schrattenkalk.
m = gelblich metamorphosierter Schrattenkalk, zirka 20 cm.
R = Rutschfläche.
D = Dislokationsbreccie.

Eine Fortsetzung des Bruches über das Plateau des Flimsersteins hinweg konnte ich nicht feststellen. Die auffällige Ebene westlich P. 2568 m ist möglicherweise durch den hier durchstreichenden Bruch bedingt. Steigt man dagegen auf der Ostseite des Flimsersteins die tiefe Runse hinab, so stösst man wieder auf eine nun aber senkrecht stehende Bruchfläche. Die Verschiebung der beiden Bruchflügel scheint geringer zu sein als auf der Westseite. Die steile Felsrunse, die von hier in die Taltiefe hinunterzieht liegt in der Richtung des Bruches. Weiter östlich ist eine direkte Fortsetzung des Bruches von Pala de Porcs nicht mehr zu finden.

Landschaftlich wenige bedeutende Brüche lassen sich noch weiter auf der Westseite des Flimsersteins feststellen. Ein solcher liegt nördlich ob Casons sura, ein anderer durchsetzt die Kreidewände unter dem Gipfel 2568 m. Beide sind unbedeutend. An letzterem stösst am Fusse der Felswände, wo eine Höhle unter der Bruchfläche herausgewittert ist, noch Öhrlikalk an Öhrlikalk ab. Eine weitere Störung der Kreideschichten trifft man beim Aufstieg durch die Felsen von Preuls (P. 1721 m) nach Darbleuna an der Südwestecke des Flimsersteins; sie ist durch eine Felshöhle in den untersten Kreideschichten angedeutet. Eine einheitliche Bruchfläche fehlt hier, mehrere kleine Brüche haben ein westliches Abbiegen der Schichten, wie es von Flims aus sichtbar ist, zustande gebracht. In dem dunklen Hintergrund der Höhle sieht man wie eine Lage stark zerknitterter und gefältelter schwarzer Schiefer in flacher Lagerung über steilgestellte gleiche Schiefer und Kalke hinübergreift. Es ist die bituminöse schwarze Schiefereinlagerung, welche am Flimserstein an der Basis des Öhrlikalkes vorkommt.

Andere kleine, innere Verschiebungen haben den grossen und steifen Klotz des Malmkernes betroffen. Beim Aufstieg auf den Flimserstein über Pinut hat man Gelegenheit verschiedene solche kleine Dislokationen an Rutschflächen festzustellen.

Die östliche Fortsetzung der Flimsersteinfalte und ihr Gewölbekern.

Durch das tiefe Tal von Bargis geschieden, erhebt sich gegenüber der Ostfront des Flimsersteins der lange Bergrücken des Tschepp. Er ist die tektonische Fortsetzung des Flimsersteins. Auch hier ist keine Lagerungsumkehr[1]) mit Dogger als Deckschichten vorhanden.

[1]) Vgl. Lit. 7, pag. 154 u. ff.

sondern es liegt eine weitausholende, stark nach Norden überliegende Falte vor. Gegenüber dem Flimserstein hat sich dieselbe in der Streichrichtung um zirka 400 m gehoben. Beinahe sämtliche Kreideschichten sind deshalb durch Denudation verschwunden. Nur in einzelnen Fetzen ist der Öhrlikalk und Valangienkalk im Gratrücken des Tschepp und am Crap Matts erhalten geblieben. Die Auflagerung der Kreide auf die hellen Malmplatten ist schon aus weiter Ferne an den gelbbraunen Schutthalden erkennbar.

Einen interessanten Aufriss in dieser Falte bietet der Kessel, der zwischen Tschepp und Crap Matts ausgewittert erscheint. Nach Süden ist derselbe durch einen zirka 15 m hohen Rücken von Tithonkalken (einzelne Korallen) abgeschlossen. Dahinter liegt eine ansehnliche wannenartige Vertiefung, nach der die Gehänge allseitig zufallen. Es ist ein regelrechtes Kar (vergl. Fig. 8). Im Liegenden der abschliessenden Tithonbarre konstatiert man 2 m Gault, dann zirka 20 m Seewerkalk und wieder Gault, welch letzterer die Vertiefung in einem sanften Rücken durchzieht. Dieser letzte Gault gehört, wie wir später sehen werden, einer tieferen Kreideschuppe an. Der südlichere Gaultstreifen nimmt seitwärts nach E und W rasch an Mächtigkeit ab. Folgen wir ihm in die Felsen des Crap Matts, so führt er uns unter eine gut ausgeprägte Überschiebungsfläche, die bis auf die Höhe des Grates beim Moorkopf zu verfolgen ist. Mit glatter Rutschfläche (zirka 30° Südfall, höher oben flacher werdend) liegt hier Tithon auf Gault. Nach einigen Schritten schalten sich noch echinodermische Schrattenkalke und weiter nicht erkennbare Kreidekalke zwischen beide ein. Wir haben hier den völlig zerrissenen Mittelschenkel der Tschepp-Crap Mattsfalte vor uns.

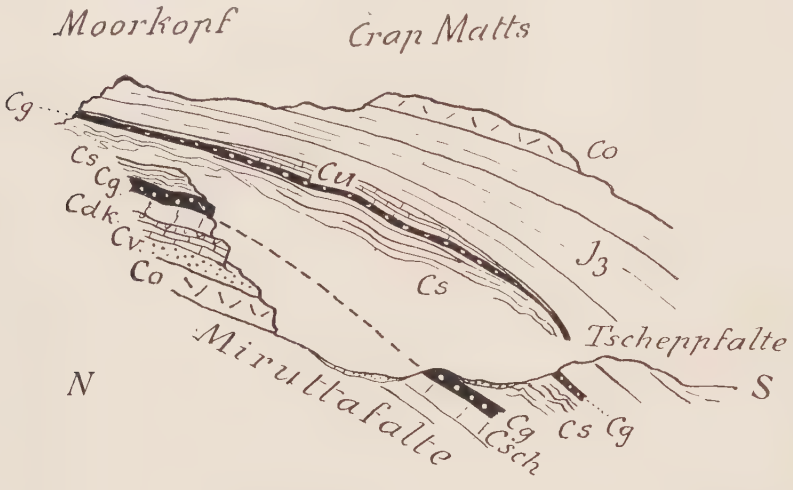


Fig. 8. **Lagerungsverhältnisse im Kar zwischen Crap Matts und Tschepp.**

Cs = Seewerschichten.
Cg = Gault.
Csch = Schrattenkalk.
Cdk = Drusbergsch. und Kieselkalk.
Cv = Valangienkalk.
Co = Öhrlikalk.
Cu = Untere Kreide überhaupt.
J_3 = Malm (Tithon).

Die gleiche Feststellung, dass bei der Auswalzung von sämtlichen Kreidekalken exklusive Seewerkalk der Gault am längsten auszuharren vermochte, lässt sich auch auf der Westseite des Tschepp im Lavadignastale machen. Beim Aufstieg von Mirutta nach dem Tscheppgrat hinauf stösst man in zirka 2600 m auf ein dünnes Bändchen der braunen Gaultschichten. In den höheren Teilen, in der Nähe der Stirne, scheint dieser verkehrte Gault am Tschepp zu fehlen. Auf der Crap Mattsseite dagegen überschreitet er den Grat Moorkopf-Tschepp zirka 20 m unter dem Steinmann des Moorkopf (2941 m) und tritt um die Ecke in die Ostwände des Crap Matts hinaus, wo die ganze Falte durch das Lawoital von der Stirne bis zur Wurzel angeschnitten ist (Fig. 6, Taf. III). Versparen wir aber diesen „tektonischen Coup“ bis wir die tiefere Miruttaschuppe vom Flimserstein bis hierher verfolgt haben!

Die Stirne der Crap Matts-Tscheppfalte kommt nordwärts des plateauförmigen Tscheppgipfels (2943 m) unter die gerade Linie der Verrucanoüberschiebung zu liegen (vergl. Fig. 2, Taf. IV). Mit der Annäherung an dieselbe geht der durchwegs schon stark veränderte Malm in reinweissen, körnigen Marmor über. Tektonisch entspricht diese Stelle genau der Stirnumbiegung der rechtseitigen Falte von Segnes sut. Hier wie dort sieht es aus, als ob die Gesteine der Kreide-Malmfalte sich nordwärts unter der Überschiebung allmählich „auspinseln“. Man erkennt keine Grenze zwischen sogenanntem Lochseitenkalk des Mittelschenkels und den wohl mitgeschleppten Jura- und Kreideschichten unserer Falte und kann deshalb hier den Lochseitenkalk für den ver-

walzten Malm mit Kreide der grossen unterliegenden Falte halten. Die stürmische Faltenbildung der Nordwände des Flimsersteins ist am Tschepp nicht mehr vorhanden. Echten Rötidolomit fand ich auch hier keinen.

Von dem Rücken des Tscheppgrates steigt man südlich talwärts immer auf einförmigen Tithon- und Quintnerkalken zur Tiefe. Clivage und Schichtung fallen ziemlich parallel zirka 25° S, weiter unten wird das Fallen etwas steiler. (Bei Purcs und Munts E-W-Streichen mit 35—40° Südfall.) Eine häufig wiederkehrende Klüftungsrichtung streicht N N W und steht beinahe saiger. Durch Clivage entstehen besonders in den oberen Teilen der Falte aus den hellen Tithonkalken dünnschiefrige, leicht verwitterbare Platten (Platta alva = weisse Platten, Mittelsäss der Alp Mora).

Diese eintönigen Verhältnisse ändern zwischen Trins und Tamins, wo die ältesten Glieder der Flimserstein- resp. Tscheppfalte zutage treten: Verrucano, Trias und Dogger. Der Verrucano findet sich in seinen verschiedenen Varietäten in relativ guten Aufschlüssen hinterhalb des Dorfes Tamins. Zwischen Anstehendem und Terrasse lässt sich zum Teil an der Poststrasse von W nach E folgendes Profil verfolgen:

Rötidolomit. Streichen: E 10° S. Fallen: sehr steil bis fast saiger (die oberen Bänke biegen sogar schwach nach S um). Klüftung N-S mit 80° E-Fall, strassenaufwärts allmählich kleinerer Winkel. Mächtigkeit nicht bestimmbar, oberer Rötidolomit abgewittert.

Wechsellagerung von Dolomit und hellgrünen, schwachsandigen Schiefern. 1—1½ m.

Quarzsandstein (?), weiss, rostig angewittert. 1 m.

Verrucano:

Grüner Epidotchloritschiefer, intensiv geschiefert, kleinere Brüche, zirka 40 m.

Dioritporphyritische Einlagerung ½ m.

Übergang in 2 m Epidotchloritschiefer.

Dioritporphyrit, Lawoibach; Schuttbedeckung.

Epidotchloritschiefer, zirka 2—3 m.

Grauer, dichter Dioritporphyrit mit schöner mikroskopischer Fluidaltextur.

Chloritepidotschiefer. Streichen E 15° S. Fallen 60—62° S. Sehr mächtig, auf zirka 200 m anstehend (Steinbruch).

Steigt man von Girsch aus die erste grössere Runse bei Scalaseite hinauf, so stösst man auf einige Doggerköpfe über denen Quartenschiefer mit Ottrelithschiefern und eine hohe Rötidolomitwand folgen. Die ganze Schichtserie des durchgangenen Profils gehört also einem Gewölbe an, der Taminser Verrucanofalte. Dasselbe ist nach N schwach überliegend. Der Gewölbeschenkel ist im Rötidolomit bei Tamins sehr steil gestellt, nimmt aber nach oben im Munt Hämmerli flachere Lage ein und greift dem Grösserwerden der Falte entsprechend etwas weiter nach Norden. Längs der Poststrasse wird das steile Südfallen ebenfalls gelinder (durchschnittlich 40°), ist aber sehr leicht mit der noch ausgeprägteren Klüftung zu verwechseln. Diese streicht aber N-S bis NNW-SSE. Gegen Trins wird die Falte rasch niedriger, so dass die Gewölbeumbiegung im Rötidolomit in geringer Höhe über P. 900 m (Muntadiras) ergänzt werden darf. Zwischen der Brücke über den Maliensbach und Muntadiras sind an der Strasse die verkehrt gelagerten Quartenschiefer (Ottrelitschiefer) und der quarzitische untere Dogger aufgeschlossen. Sie gehören einer nordwärtsfolgenden spitzen Mulde an.

Die westliche Fortsetzung des Rötidolomitgewölbes liegt in dem Rücken, der die Burgruine Hohentrins trägt. Die entsprechende Mulde ist unterhalb der Kirche von Trins in verschiedenen Quartenschieferaufschlüssen nachweisbar. Das Dorf Trins liegt auf den nächst höheren Doggerschichten (Eisensandstein), die seinem Boden die rotbraune Farbe verleihen.

Auf das erste Gewölbe folgt nördlich ein zweites, das im Maliensbach sowie oberhalb Trins festzustellen ist. Im Maliensbach folgt aufwärts nach dem Dogger an der Strasse Quartenschiefer (steiler gestellt und mit einer liasähnlichen 1 m mächtigen Kalkbank), Dogger und wieder Quartenschiefer, die von dem vorigen Dogger seitlich wieder überlagert werden. Die oberen Quartenschiefer kommen im Bach auf eine grössere Strecke mit einer groben Dolomitbreccie zum Aus-

strich. Die einzelnen Komponenten erreichen bis 30 cm Durchmesser und sind ihrerseits ähnlich einer Dislokationsbreccie wieder in einzelne Stücke zerborsten. Das Zement ist Quarz, Serizit und Dolomit. Eine normale Trias Doggerserie liegt also vor uns. Sie gehört in den Rücken eines Gewölbes. Die Umbiegung selbst ist oberhalb Trins in Dogger und Malm noch zu finden. Direkt nördlich über der kleinen Transformatorenstation des Dorfes durchquert der steile alte Weg nach Fastage den Eisenoolith und die Echinodermenbreccie, die von typischem Schiltkalk überdeckt werden. Man steht auf dem Eisenoolith im Wege gerade auf dem nördlich vorgreifenden Doggerkern, also an der Gewölbeumbiegung, denn weiter aufwärts folgt nur Schiltkalk, der auch unter den Dogger einzufallen scheint.

Weiter westlich ist das Anstehende von Moräne bedeckt. Ein letztes Mal westlich kommt der Eisensandstein an der Ecke von Porclas zum Vorschein. Noch weiter westlich ist dann das allmählich sinkende Gewölbe ebenso wie dasjenige von Hohentrins unter dem Flimserbergsturz begraben.

Wir stellen also fest, dass zwischen Trins und Tamins der wenigstens in zwei Gewölbe gedoppelte Kern der grossen Kreide-Malmfalte des Tschepp-Flimserstein blossgelegt ist.

Die Schuppe von Maliens.

Nördlich Trins liegt auf dem weiten Malmrücken des Tschepp in Maliens ein Doggerrelict, das auch von *Alb. Heim*[1]) erwähnt wird und in dem verkehrten Mittelschenkel der „Südfalte“ einbezogen wurde. *Rothpletz*[2]) verbindet diesen Dogger zu einer der Tscheppfalte südlicheren Falte.

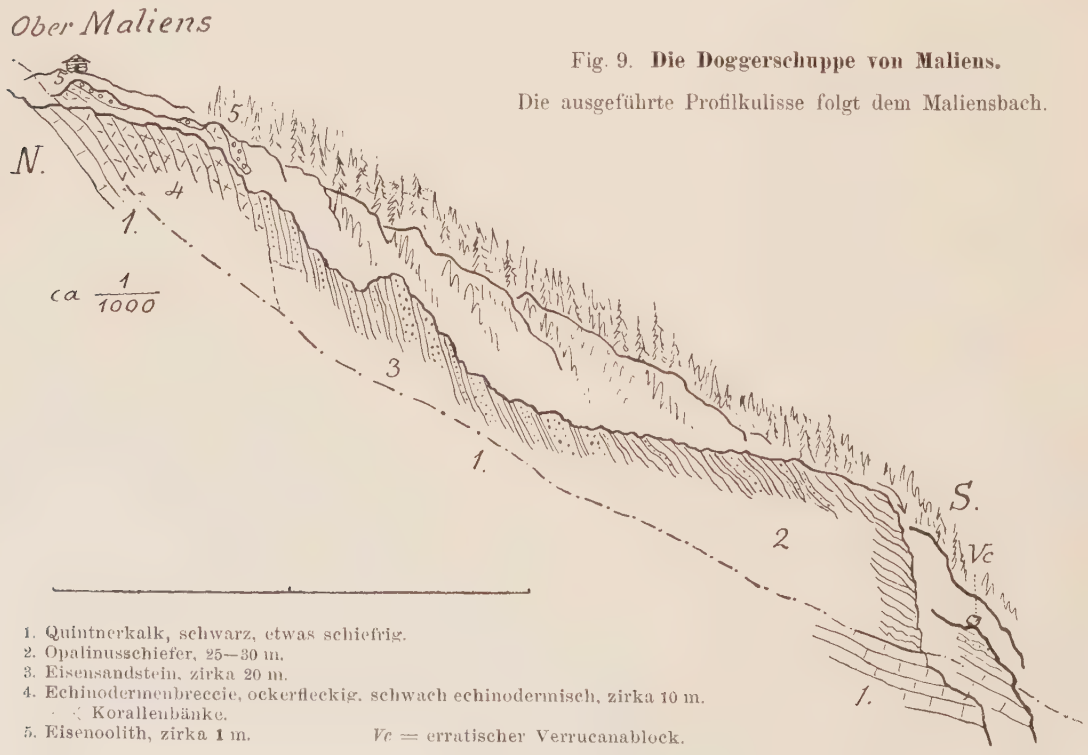


Fig. 9. **Die Doggerschuppe von Maliens.**
Die ausgeführte Profilkulisse folgt dem Maliensbach.

[1]) Lit. 7, pag. 155. Profil Nr. 14, Taf. II.
[2]) Lit. 12, pag. 155. Atlas Taf. IV, Fig. 2.

Die Fazies des Doggers von Maliens stimmt mit derjenigen von Vättis, Ramuztobel und Trins ziemlich überein. Einzig die Echinodermenbreccie ist durch Übergang in mehr korallogene Ausbildung bedeutend mächtiger geworden. Die Lagerung ist eine normale. Eisenoolith liegt in Ober-Maliens schwach nach S. einfallend über der gelbgefleckten Echinodermenbreccie. In der Echinodermenbreccie und besonders im Eisensandstein wird das Südfallen bedeutend steiler (60—70° S), um weiter unten wieder geringer zu werden (30—35°). Die Auflagerung des untersten Dogger auf den Malm ist im Maliensbache aufgeschlossen. Spuren einer verkehrten Schichtfolge sind innerhalb des Doggers keine vorhanden; es liegt eine regelrechte Überschiebung von Dogger auf Malm vor. Eine Zone spätigen Calcits im Kontakt von Malm und Eisensandstein deutet auf die mechanischen Wirkungen derselben. Die unterliegenden Malmschichten sind schwarze, etwas schieferige Quintnerkalke. In einem kleinen Aufschluss am Wege glaube ich Schiltkalk gefunden zu haben. Er liegt so, dass er als normales Hangendes des Eisenooliths auch der Doggerschuppe zuzuzählen wäre. Was dagegen vom Malm über dem Eisenoolith in Ober-Maliens noch der Schuppe zuzuzählen ist, ist schwierig zu sagen. Die Quintnerkalke fallen wie gewöhnlich in Schichtung und Clivage nach S, eine Trennung des Malm der Maliensschuppe und der Tscheppfalte ist nicht durchzuführen.

Wo liegt nun die Wurzel dieser Doggerschuppe? *Rothpletz*[1]) fasst das Gewölbe von Hohentrins als „basalen Teil" eines gegenüber der Tscheppfalte nächst höheren „Sattels" auf. Nach Übersicht der lokalen Verhältnisse möchte ich aber die Wurzel einer solchen Maliensfalte weiter südlich vermuten.

In der Rheinschlucht, da wo der Maliensbach in den Vorderrhein mündet, folgt über dem hier in der Tiefe steiler (70—75° S) stehenden Rötidolomit von Hohentrins noch einmal Verrucano. Die in den Rhein hineinragenden Verrucanoriffe streichen E-W mit 40° S-Fall. Sie setzen auf die andere Seite des Rheins hinüber und werden unter der Ruine Wackenau von den Flimser Bergsturzmassen überlagert. Das Gestein ist so sehr geschiefert und verwittert, dass es kaum mehr sicher deutbar ist. Links des Maliensbaches sind es stark sericitisierte, grüne Schiefer, wohl eine stark metamorphe Ausgabe der Taminser Epidotchloritschiefer. Rechts des Baches steht ein weisses, quarzreiches, sericitisches Gestein an, das man mit den ähnlichen Quarzsandsteinschiefern des Lawoitobels (Profil pag. 39) vergleichen kann. In der Enge des kleinen Malienstobels schaltet sich noch eine Bank Rötidolomit ein, die durch eine Kluft von dem Rötidolomit von Hohentrins geschieden ist. Eine kleine Trias-Verrucanoschuppe scheint hier also gewissermassen an das Gewölbe Tamins-Hohentrins herangedrückt. Ich halte es für den Kern einer Falte, deren Dogger wir soeben in Maliens kennen gelernt haben: der Maliensfalte.

Anderthalb Kilometer weiter östlich stossen wir ebenfalls an der Linie der rhätischen Bahn im sogenannten Fasortastein unterhalb Planezzas auf eine verkehrte Triasserie (Fig. 2, pag. 12). Unter 45° südfallendem Rötidolomit folgen Quarzsandsteine und Ottrelithschiefer in schönster Ausbildung. Die Ottrelithe verraten schon die Quartenschiefer.

In ihrer Fortsetzung ist diese Trias nicht weiter verfolgbar. Man darf sie aber wohl der Verrucano-Rötischuppe von Wackenau angliedern. In diesem Falle würde die allgemeine ruhigere Lage darauf hindeuten, dass die Maliensfalte nach E rasch sich senkte und weniger gestörte Form annahm[2]).

Erst südlich dieser Maliensfalte folgen die Faltenstummel helvetischer Fazies, welche durch das Profil des Hinterrheins unter der Grundmoränendecke von Bonaduz aufgeschlossen sind, und über welchen dann die Bündnerschiefer in anomalem Kontakt liegen. (Penninische Überschiebung.) *P. Arbenz* und *W. Staub*, denen wir eine eingehende Untersuchung dieser Wurzelregion verdanken, sind geneigt, in denselben noch eher den „südlichsten Gürtel des Autochthonen als die Wurzel der Glarnerdecke" zu vermuten[3]).

[1]) Lit. 12, pag. 155.

[2]) Die Möglichkeit, dass die verkehrte Trias des Fasortasteins einem nördlicheren kleinen Gewölbe angehört und somit der Verrucano von Wackenau südlich davon vorbeistreicht, ist auch nicht ausgeschlossen.

[3]) Vergl. Lit. 22, pag. 44 u. ff.

Von W nach E haben wir nun eine erste, südliche Faltenzone verfolgt. An diese Wanderung schliesse sich in gleichem Sinne eine zweite, auf der wir die nächst nördlicheren, d. h. tieferen Falten kennen lernen werden.

Das Kreidegebiet der Trinseralpen.

Den Muldenschenkel der Flimsersteinfalte haben wir auf der Nordseite des Flimsersteins verlassen. Bevor aber die Kreideschichten desselben die linke Talseite bei Raschiglus erreichen, beschreiben sie eine gewölbeartige Aufbiegung, deren Scheitel über den Talbach zwischen Tschanonca und Raschiglus zu liegen kommt. Im Aufstieg von Rusna nach Raschiglus sieht man am Wege besonders deutlich im Kontakt von Valangienkalk und Kieselkalk den dadurch verursachten Nordfall der Kreide.

Ein für sich abgeschlossenes Kreidegebiet bilden die Hügel der Trinseralpen Raschiglus und Surcruns. Wie aus der Karte ersichtlich, nehmen hier Seewerkalk und Gault grössere Flächen ein. Kommt man von unten, so bietet sich im ersten rechtseitigen Nebenbach zum Saxbach (Bach von der Trinserfurka herunterkommend) eine Schichtfolge, welche als Ausgangspunkt für die tektonische Beschreibung diene. Da, wo der Weg über den Saxbach setzt, stehen die gelben Kalke der Drusbergschichten an. Darüber folgen in dem genannten Seitenbache 8—10 m Schrattenkalk. Auf einige Erstreckung fliesst der Bach in Gault (fossilienreiche Turrilitenschichten). In Übergang folgt der Seewerkalk.

Interessantere Lagerungsverhältnisse bietet das Profil des nächst höheren ebenfalls rechtsseitigen Nebenbaches. Schwach nach N W ansteigend zieht sich die soeben erwähnte Kreide bis in diesen kleinen Bach hinan, wo sie steil aufgerichtet erscheint. Näher hinzutretend sieht man, dass der Schrattenkalk, der gerade unter dem kleinen Wasserfall liegt, von Gault umhüllt, einen kleinen Gewölbekern bildet. Die im Mittelschenkel dieser kleinen Falte liegenden Seewerkalke sind stark wellig verbogen und fallen 70° S E mit Streichen E 40° N. Das Spiegelbild zu dieser Falte findet sich auch auf der Seite von Surcruns, wo das den Gewölbekern repräsentierende Schrattenkalkbändchen nur 1—1½ m Mächtigkeit besitzt. Die Drusbergschichten treten beiderseits nur wenig in den innersten Kern der Falte.

Der von hier nordwärts ansteigende Muldenschenkel bildet wieder den Rücken einer ihrer tektonischen Lage nach nächst tieferen Falte. Gut aufgeschlossen und in den Alpweiden als dunkle Felsbänder erkennbar zieht der Gault beiderseits über dem Saxbach entlang. In der Tiefe des Bachlaufes selbst bleibt immer Schrattenkalk aufgeschlossen (vereinzelte Nerineen). Über diesen Schrattenkalk legt sich etwas höher oben der Gault deutlich in Gewölbeform. In einer ziemlich tiefen Schlucht hat der Bach dieses Gewölbe, das auch oberflächlich einen Rücken bildet, durchschnitten. Im Gegensatz zur südlicheren scheint diese neue Falte bedeutend „zahmer“ zu sein.

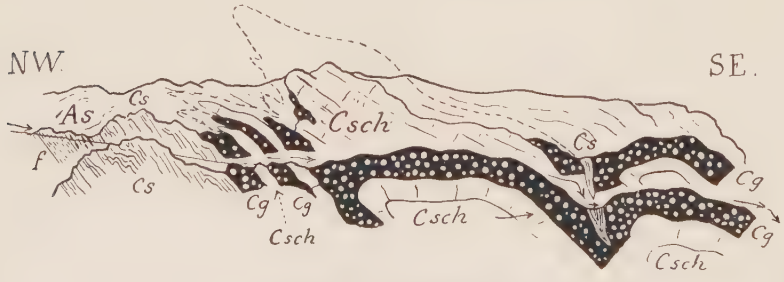


Fig. 10. **Die obersten Kreidefalten im Saxbach.**

f = Foraminiferenschiefer. *As* = Assilinengrünsand. *Cs* = Seewerschichten. *Cg* = Gault. *Csch* = Schrattenkalk.

Kompliziertere Faltung folgt noch weiter bachaufwärts. Ein kleiner rechtsseitiger Zufluss (der dritte auf der Karte) kommt aus Seewerkalk und Gault und mündet in unseren Saxbach auf dem Übergang zwischen Seewerkalk und Turrilitenschichten. Fig. 10 zeigt die mehrmalige Aufeinanderfolge von Schrattenkalk und Gault und gibt zugleich die Deutung der Lagerungsverhältnisse. Rechts ist noch das soeben erwähnte zweite Gewölbe dargestellt. Auf dieses folgt ein

weiteres, das ebenfalls Schrattenkalk im Kern aufgeschlossen zeigt, der aber bedeutend höher emporgefaltet ist. Unter dieser Falte folgt noch zweimal Schrattenkalk und dreimal Gault in geringer (1—2 m) Mächtigkeit und ebenfalls in reduzierter Mächtigkeit der Seewerkalk (Streichen E 20° S, Fallen 40° S S W).

Nach der Trinserfurka (2489 m) zu und ebenso auf der Nordseite derselben kommt keine Kreide mehr zum Ausstrich. Was uns aber das Profil längs des Saxbaches gezeigt hat, genügt, um den tieferen Verlauf der Kreide unter dem mächtigen Flyschmantel beurteilen zu können. Etagenförmig wird sich hier Falte auf Falte legen, wie dieses schon in den ältesten Profilen durch das autochthone Gebiet der Glarneralpen schematisch aber richtig dargestellt worden ist.

Die Falten des Saxbaches sind in ihrer Streichrichtung nicht weiter verfolgbar.

In der Alp Surcruns ist es der Seewerkalk, der die ganze hügelige Oberfläche zusammensetzt. Die übrige Kreide zieht am Südrand der Alp unter der Hütte (2263 m) um die Hochfläche herum. Im Hintergrund von Plaun dils Bots nimmt der Gault einen bedeutenden Teil der Oberfläche ein. Es überrascht, wenn man auf der Suche nach dem Autochthonen dieses hier schon in einer Höhe von 2600 m antrifft. Wir befinden uns aber eben wieder im Rücken einer der autochthonen Vorfalten; durch mehrmalige Repetition solcher Falten hat sich die autochthone Schichtserie in diese Höhe geschwungen. Auf die Nordseite der Bergkette sticht diese Kreide auch nicht durch, die Umbiegung liegt wohl im Innern des Berges. Ob hier eine der Kreidefalten des Saxbaches vorliegt, ist nicht zu entscheiden. Es könnte höchstens die nördlichste sein. Über die östliche tektonische Angliederung der Kreide von Surcruns soll im späteren Zusammenhange die Rede sein.

Folgen wir nun dem Kreidezug um den Südgrat des P. da Sterls herum, so führt er uns über Culm da Sterls in das kleine Tal, das sich südwärts vom P. da Sterls herabzieht, ich nenne es Val Sterls. Eine kleine Kreidefalte ist hier ausgeschnitten, die sich aber auf der linken und rechten Talseite nicht genau entspricht. Im linksseitigen Gehänge zeichnet sich bei guter Beleuchtung ein aufsteigender kurzer Gewölbeschenkel von Schrattenkalk. Gault findet sich nicht, er bleibt am Ausgange des Tälchens zurück. Aufs neue setzt er dann nach der kleinen Falte im Muldenschenkel wieder ein. Von da weg ist er — abgesehen von Schuttunterbrechung — kontinuierlich verfolgbar.

Rechtsseitig sind die Verhältnisse nicht so übersichtlich. Ein dunkles Band, das über P. 2321 m taleinwärts zieht, möchte man zuerst für Gault halten. Es ist aber der schwarze, spätige Kieselkalk mit Quarzkörnchen, dessen Verwitterungsfarbe nur auf Entfernung der des Gault ähnlich sieht. Der Gault aber, ebenso wie die höheren Kreideschichten, zieht zirka 50 m höher oben einwärts. In spitzem Knick setzt er dann plötzlich ab und zieht als dünnes Bändchen in einem zerrissenen Mittelschenkel rückwärts. Im Muldenschenkel haben wir wieder das Spiegelbild der linken Talseite.

Welches mögen wohl die Ursachen sein, die das Fehlen des Gault in der linksseitigen Falte bedingt haben? Sind sie tektonischer oder stratigraphischer Natur? Ersteres scheint mir wegen der Kleinheit und sonstigen Regelmässigkeit der Falte eher auffällig, dürfte aber doch die zutreffende Erklärung sein.

Die Falte des P. Mirutta.

Auf die Kreide des Val Sterls legt sich nicht definitiv der mächtige Flysch, sondern über einer tiefen Mulde von Seewerkalk und Flysch folgt auf der linken Talseite nochmals eine normale Kreideserie. Schuppenartig legt sich die untere Kreide über die Seewer- und Flyschschichten der Mulde[1]). Einen verkehrten Mittelschenkel konnte ich nicht beobachten. Die normale Schichtfolge durchgeht man beim Aufstieg über den Südgrat auf den P. Mirutta (Fig 1, Taf. IV). Zu unterst an der Waldgrenze in zirka 1900 m steht noch Malm an. Es ist ein staubig-mehlig

[1]) Diese Falte erwähnt und zeichnet auch *Rothpletz* (Lit. 12, pag. 155, und Atlas Taf. IV, Fig. 3), verbindet sie aber unrichtig mit der tektonisch höheren Tscheppfalte auf der linken Seite des Lavadignastales.

verwitternder, stark metamorpher heller Schiefer, der bei jedem Schlag zerfällt. Die höhere Lage des Malm über der nach der Tiefe des Bargisertales sich hinunterziehenden Kreide des Val Sterls zeigt, dass sich also auch noch Jura an der Kreidefalte des P. Mirutta beteiligt. Dieser Malm zieht sich nicht mehr weiter nordwärts. Darüber folgt ein hell anwitternder Echinodermenkalk, dessen häufige *Pentucrinus*stielglieder mich denselben schon anfangs mit dem gleichen bei Muotta bella (P. 2438 m) auf dem Flimserstein parallelisieren liessen. Dass hier aber sicherer Öhrlikalk vorliegt, konnte ich erst relativ spät an Hand einiger analoger Profile entscheiden. Wie auf dem Flimserstein, so folgt auch hier darüber ein ebenfalls etwas echinodermischer, hellbraun anwitternder Kalk mit Muscheln, der Valangienkalk. Als dunkles Band zieht der Kieselkalk (auch Muscheln führend) quer über den Grat mit zirka 10° S-Fall.

Nach oben geht er in die Drusbergschichten über. Besonders gut sind in einem hervortretenden Felserker Schrattenkalk und Gault erkennbar. Der Seewerkalk bildet Schutthalden lauter klingender Kalktäfelchen. Die runde Gipfelkuppe des P. Mirutta trägt noch eine Kappe von Eocän. Es sind zerknitterte, schwarze Tonschiefer voller Calcitadern.

Deutlich erkennt man von hier in der Ostwand des Flimsersteins die spitze Falte wieder, welche wir im Muldenschenkel der Flimsersteinfalte gefunden haben. Wir befinden uns in ihrer Fortsetzung in der Streichrichtung; sie hat sich von W nach E entsprechend der südlicheren, nächst höheren Flimserstein-Tscheppfalte gehoben.

Durch den Einschnitt des Lavadignastales erhält man auf der Westseite des Tales ein beinahe normales, gut aufgeschlossenes Profil durch diese Miruttafalte. Eine mir nicht sicher deutbare Unregelmässigkeit stört hier aber das sonst klare Bild. Unter der normalen Schichtserie, die sich durch die hohen Felswände zieht, folgt an der Basis derselben ein helles Kalkband von Aussehen und Mächtigkeit des Schrattenkalkes. Von N nach S nimmt seine Mächtigkeit allmählich zu bis es an einer glatten Verwerfungsfläche plötzlich aufhört, allseitig von schiefrigem Seewerkalk umgeben. Liegt hier der in Schrattenkalk erhalten gebliebene Mittelschenkel der Miruttafalte vor? Die Deutung ist vielleicht richtig, obwohl im Liegenden kein Gault auffindbar ist. Warum aber das plötzliche Aufhören nach Süden an einem kleinen Bruch? Dieser setzt in die höheren Schichten nicht nachweisbar fort; nach unten scheint er aber nach Beurteilung der Geländeform bis in den Talbach fortzusetzen. Man könnte dieses Band auch als eine abgerissene allseitig in Seewerkalk gewickelte Schuppe betrachten, wie wir ähnliche in der Ostwand des Crap Matts noch kennen lernen werden.

Entsprechend der rechten Seite von Lavadignas folgt auch auf der Seite des Tschepp über der dem Malm aufliegenden Kreideserie eine zweite in normaler Lagerung. Die Falte des Piz Mirutta hat hier ihre natürliche Fortsetzung. Die nördliche Spitze derselben liegt in den Schutthalden über P. 2548. Der Muldenschenkel zieht in den Hintergrund des Tales. Unter den Moränen des Lavadignasgletschers tritt Gault und Seewerkalk zutage, ja, es zieht sogar Gault und Schrattenkalk deutlich verfolgbar in die linksseitigen Wände unter der Ringelspitze bis in eine Höhe von zirka 2700 m. Der gleiche Fall wie in Surcruns liegt vor: wir müssen uns auf dem Gewölberücken einer Falte befinden.

Doch suchen wir nach der Fortsetzung der Miruttafalte! Den nächst östlicheren Aufriss bietet das schon früher erwähnte Kar zwischen Tschepp und Crap Matts. Es folgt dort unter der Überschiebung des Malm und den Resten eines Mittelschenkels die gesuchte normale Kreide von Seewerkalk bis Öhrlikalk (Fig. 8, pag. 38). Die Lagerung ist klar. Beiderseits ziehen die durch die konkave Nische des Kars entblössten Kreidestufen zur Tiefe und tauchen unter Schutt und Alluvionen. Die Mulde zwischen Tschepp- und Miruttafalte weitet sich nach oben und Norden rasch, so dass den Seewerschichten eine grosse Mächtigkeit zukommt. Flysch und Assilinengrünsand scheinen aber nicht in den noch erhaltenen Teil der spitzen Mulde einzutreten.

Durch den Steilabbruch des Grates Moorkopf-Tschepp gegen den Taminsergletscher ist eine günstige Frontansicht dieser Verhältnisse geschaffen. Vom Taminsergletscher südwärts schauend (Fig. 11), erkennt man sofort den Gault und den Schrattenkalk der spitzen Miruttafalte wieder. Nach rechts keilen beide allseitig von Seewerkalk umgeben allmählich aus. Der Verlauf

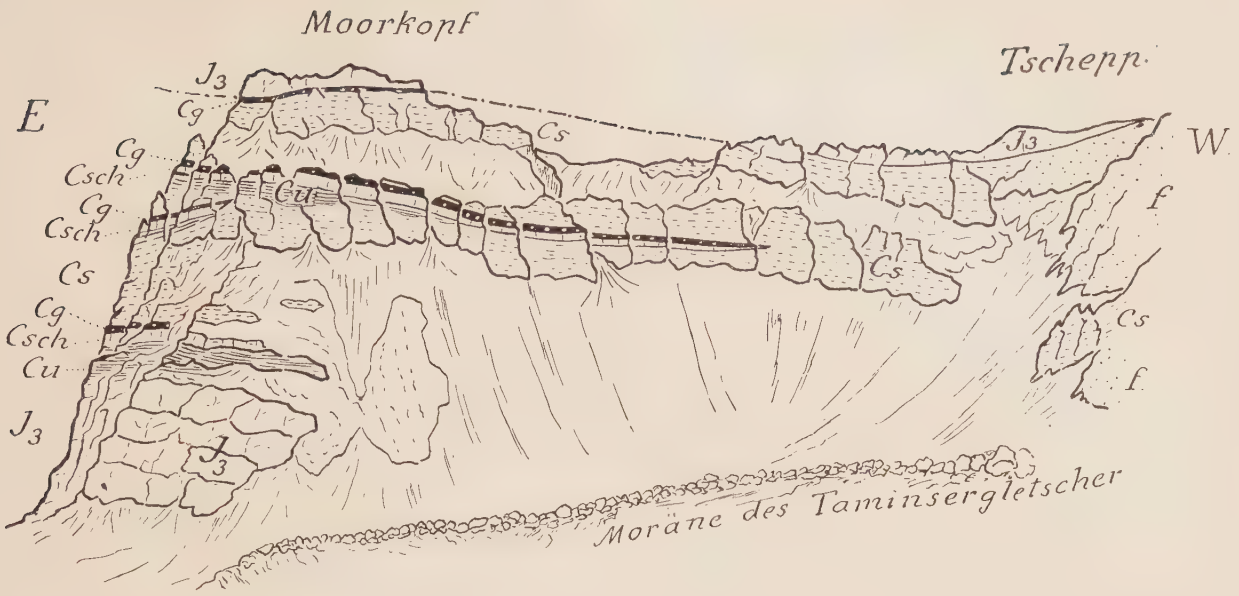


Fig. 11. **Die Überschiebung des Tschepp-Crap Matts und die Miruttaschuppe.**
Aufriss in der Streichrichtung. Gesehen von Norden.

f = Flysch. *Cs* = Seewerschichten. *Cg* = Gault. *Csch* = Schrattenkalk. *Cu* = untere Kreide. J_3 = Malm.

der Felswände, die mit der Faltenstreichrichtung einen kleinen, spitzen Winkel bilden, bedingt — zusammen mit dem Kleinerwerden der Falte — dieses Aufhören nach Westen. Ostwärts dagegen nimmt das Band des Schrattenkalk-Gault allmählich zu, d. h. es werden immer mehr südlichere Teile der Falte angeschnitten. Um die Ecke des Moorkopfes herum verfolgt man den Schrattenkalk mit dem braunen Gaultsaum im Hangenden in die weite Mulde der Ostwand des Crap Matts. Der Einblick, den diese gewaltigen Felswände in den Gebirgsaufbau gewähren, gehört zu den schönsten und überraschendsten tektonischen Bildern der ganzen Gebirgsgruppe.

Fig. 6, Taf. III, soll die tektonisch komplizierten Verhältnisse der Ostwand des Crap Matts veranschaulichen: Zwischen dem in Überschiebung (vergl. pag. 38) den jüngeren Schichten aufliegenden Malm der Tscheppfalte und dem Malm der Tiefe des Lawoitales liegt eine weite, grosse Kreidemulde von äusserst zusammengesetzter Natur. Es ist kein einfaches „Zurückbiegen ... über sich selbst“ [1]), das hier den Bau beherrscht, sondern eine ungestüme Falten- und Schuppenbildung schaltet sich zwischen die beiden Malmkomplexe. Schuppe legt sich auf Schuppe mit jeweilen schwachen Andeutungen eines zerrissenen Mittelschenkels. Am schönsten und in Dimension am grössten ausgebildet ist die oberste Schuppe, die Falte des Piz Mirutta. Die darüberliegende schön geschwungene und mehrmals gefaltete Muldenumbiegung ist im Schrattenkalk diskordant abgeschert durch die Überschiebungslinie des Malm der Tscheppfalte. Ebenso haben die tieferen Kreidestufen der Miruttafalte keine Fortsetzung in den Mittelschenkel; sie stossen am Malm mehrfach gefaltet plötzlich ab. Einzig der Gault scheint, wie auf der Westseite des Crap Matts durch Begehung feststellbar ist, unter dem in Überschiebung ausgearteten Mittelschenkel eine Fortsetzung zu haben. Ausgeschlossen ist es auch nicht, dass tiefere Kreidekalke in abgerissenen Fetzen vorhanden sind. Ihnen aber in die Ostwand des Crap Matts nachzugehen, wird man sich hüten!

Unter der Kreide der Miruttafalte folgt ein nach unten scheinbar gänzlich abgerissener Schrattenkalk-Gaultzug. Er nähert sich nach Norden und oben sehr der Miruttafalte (Fig. 6, Taf. III) setzt aber nicht weiter um die Ecke beim Moorkopf. In ihrer tektonischen Lage entspräche diese Schuppe dem nicht sicher zu deutenden Kalkband auf der Ostseite des P. Mirutta

[1]) Vergl. Lit. 7, pag. 158, und Taf. IV, Fig. 7.

(pag. 44). Ein verbindendes Zwischenglied aber zwischen hier und dort fand ich nicht. Diese, ebenso wie die noch tiefer liegende kleine Schuppe sind wohl eher nur ganz lokaler Natur und halten in der Streichrichtung vermutlich nicht länger an. Die Sohle des Lawoitales sowie seinen Hintergrund setzen die eintönigen Quintner- und Tithonkalke zusammen.

Die grossen Falten der Panärahörner und der Orgeln.

Die Kreideschichten des Muldenschenkels der grossen „schuppenerfüllten" Synklinale des Craps Matt haben ihre Fortsetzung nach Norden in einem kleinen Felszug, der den Taminsergletscher in zwei Arme teilt. Der Kontakt von Gault und Schrattenkalk ist hier sehr gut zugänglich. Der zirka 12 m mächtige Gault liegt mit scharfer Trennungsfläche auf dem zirka 14 m mächtigen Schrattenkalk. Dieser ist nur oberflächlich durch den Gault gewissermassen bräunlich „infiziert". Ein echter Erosionskontakt (Karren Schlote), ist nicht vorhanden. Entsprechend dem Sinken in der Streichrichtung (nach Westen) fallen die Schichten schwach nach SW, während das eigentliche Fallen senkrecht dazu zirka 35° beträgt. Von hier ziehen sich die Kreideschichten gut verfolgbar nach dem Grat der Panärahörner hinauf[1]). Auf dem Gipfel des Hintern Panärahorns (P. 3107 m) schlagen wir einen stark metamorphen Seewerkalk. Eine Verrucanokappe ist nicht mehr vorhanden. Die Überschiebungslinie der Glarnerdecken hebt sich also von der Ringelspitze, wo sie in zirka 3080 m liegt, nach E immer noch höher.

Den Gipfel des Vorderen Panärahorns (P. 3062 m) krönt ein Köpfchen von Schrattenkalk. Im Liegenden desselben zieht ein zirka 1 m mächtiges Gaultbändchen den Felshang hinunter. (Fig. 6, Taf. III.) Darunter folgt Seewerkalk und wieder Gault mit Turrilitenschichten. Die Kreide erhebt sich also hier noch zu einer kleinen Falte, deren Rücken einst wohl direkt unter die Verrucanoüberschiebung zu liegen kam.

Die tieferen Kreideschichten bilden den weiteren Verlauf des zackigen Grates nach E. Der Malm bricht in einem über 200 m hohen Absturz gegen die Orgeln ab und ist in der Tiefe auf — Seewerkalk überschoben[2]). (Fig. 7, Taf. III.) Es war also noch nicht die endgültig nach Vättis sich hinabziehende Kreide — wie man aus den frühern Kartierungen entnehmen könnte[3]) —, der wir auf die Panärahörner gefolgt sind, sondern es liegt eine weitere noch tiefere grosse Falte vor. Ihr mächtiger (zirka 200 m) Malmkern löst sich im Hintergrund des sogenannten Ochsentäli von der zusammenhängenden Malmmasse des Schafgrates ab, er liegt ohne eine Spur eines Mittelschenkels auf einer tieferen normalen Kreideserie. Die Malmbänke biegen im innersten Teil des Muldenkerns steil zur Tiefe. Unter ihnen liegen:

6—10 m	schiefrige Seewerkalke.	12—14 m	Drusbergschichten und Kieselkalk.
± 3 „	Gault.	6—8 „	Valangienkalk.
± 10 „	Schrattenkalk.	?	Öhrlikalk und wieder Malm.

Als hohe Felsabstürze lassen sich der überschobene Malm und die Kreide der Panärahörner auf gut 4 ½ km auf der Nordseite der Ringelspitze bis über den Glasergletscher verfolgen. Hier spitzen sie sich ziemlich rasch zu, um kurz vor dem P. da Sterls auszukeilen[4]). (Fig. 3, Taf. V.) Weiter

[1]) Als Panärahörner sind die auf Blatt 402 des Siegfriedatlas unbenannten Gipfel P. 3107 m und P. 3062 m im Ostgrat der Ringelspitze zu bezeichnen. Vergl. Jahrbuch d. S.A.C. Bd. 30, 1894, und Bd. 34, 1898.

[2]) Diese Überschiebung wurde schon von Reallehrer *F. W. Sprecher* beobachtet und vortragsweise erwähnt. Vergl. Jahrbuch der St. Gallischen naturwissenschaftlichen Gesellschaft, 1907, pag. 175.

[3]) Vergl. geolog. Karte der Schweiz 1 : 100,000, Blatt XIV, von *Alb. Heim*, und geolog. Karte des Calanda 1 : 50,000 von *Chr. Piperoff* (Lit. 10).

[4]) Inwieweit die Kreide auf der Nordseite des Glaserhorns (P. 3128 m) und der Ringelspitze zum Durchstich kommt, war mir wegen den anhaltenden schlechten Schnee- und Witterungsverhältnissen des Sommers 1910 nicht möglich festzustellen. Ich nehme dagegen an, dass sämtliche Kreidestufen in normaler Lagerung über dem Malm bis zum Glasergletscher vorhanden sein werden. Dieser Schluss ist gerechtfertigt durch Funde sämtlicher Kreideblöcke (exkl. Gault) in den Moränen des Glasergletschers.

westlich kommt auf der Nordseite der Ringelgruppe keine Kreide mehr vor. Wir begreifen nun auch die hohe Lage des Gault über dem Lavadignasgletscher (pag. 44) auf der Südseite. Wir befanden uns damals eben auf dem Gewölberücken dieser Falte der Panärahörner. Ebenso gehört sehr wahrscheinlich die Kreide des Val Sterls (pag. 43) und von Surcruns dieser sich dort allmählich erhebenden Falte an.

An den östlichen Absturz der Panärahörner schliesst sich die zinnengekrönte Mauer der Orgeln. Ich fasse die zwei hintersten, d. h. westlichsten, Gipfel als Hintere, die fünf mehr oder weniger isolierten östlicheren Felszacken als Vordere Orgeln zusammen und numeriere sie von E nach W I—V und I—II. (Fig. 7, Taf. III.) Die Malmüberschiebung der Panärahörner liegt zwischen Spitze II und I der Hintern Orgeln und streicht über den vorderen Spitzen hinweg. Unter ihr öffnet sich eine weite Mulde von Seewerkalk. Flysch scheint nicht vorhanden zu sein. Die tieferen Kreideschichten lassen sich mit Hülfe des leitenden braunen Gaultbandes aus dem spitzen und steilgestellten Muldenkern des Ochsentäli in schönem Schwunge hinauf in den Fuss der Südwand der Hinteren Orgel I verfolgen. Schwach nach E ansteigend durchqueren sie dann die Vorderen Orgeln V—I, an den Schichtabstufungen besonders bei Schneebedeckung schon aus der Ferne erkennbar. Die Kreide wird von einer Malmwand unterlagert, welche ebenfalls im Ochsentäli wurzelnd, nach oben sich rasch verjüngt. Analog dem Malm der Panärahörner ist dieser Malm ebenfalls auf Seewerkalk überschoben. In den Felswänden unter P. 2693 m (= Vordere Orgel II) liegt der noch ± 40 m mächtige, stark zerklüftete und metamorphosierte Quintnerkalk auf den beinahe unkenntlichen Schiefern des Seewerkalkes, als ob eine normale Schichtreihe vorliege. Auf der dem Calfeusentale zugekehrten Seite lässt sich diese Orgelfalte oder besser -schuppe über dem Schuttband des Hochgang noch zirka $2^1/_2$ km nach Westen verfolgen. Sie senkt sich nach dieser Richtung allmählich. (Vergl. Fig. 3, Taf. V.) In der Muldenzone zwischen dieser Kreide-Malm-Schuppe der Orgeln und dem Malm der Panärahörner erhebt sich ein weiteres Zwischenglied: wieder eine spitze, wahrscheinlich abgerissene, kleine Kreidefalte. In der Südwand der Hinteren Orgel I zeichnet sich deutlich ein helles Schrattenkalkband mit seinem dunkeln Gaultsaum ab. (Fig. 7, Taf. III.) In der Mitte der Wand setzt es plötzlich ab. Nach unten und rückwärts zieht sich ein kurzes Schwänzchen von Schrattenkalk als Mittelschenkel. Eine eigentliche Umbiegung an der Stirne fehlt; es ist wiederum ein scharfes Abknicken wie es schon die P. Miruttafalte zeigte. Auf Taf. II stellte ich diese Falte als abgerissenen Fetzen in der Seewerkalkmulde schwimmend dar. Zu dieser Auffassung gelangte ich, weil ich die normalgelagerten Schichten der kleinen Falte nirgends mit der aus der Tiefe des Ochsentäli aufsteigenden Kreide der Orgeln verbinden konnte. Die Möglichkeit ist übrigens gegeben, dass eine kleine Falte, die sich im Rücken der Orgelnfalte erhob, durch die darüber hinwegsetzende grössere Panärafalte von ihrer Wurzel abgerissen wurde.

Unter den Abstürzen des mächtigen, von Malm überlagerten Seewerkalk der Basis der Vorderen Orgeln folgt in der Alp Ramuz die übrige Kreide. Eine untergeordnete kleine Falte unterbricht den regelmässigen Verlauf der nordwärts ansteigenden Schichten. Sie ist einzig in dem westlich der Alphütte (2076 m) herabziehenden Hügelrücken („Augstbühel“) festzustellen. (Fig. 7, Taf. III.) Schrattenkalk kommt über eine kleine Mulde von Gault zu liegen und wird selbst wieder von Gault und Seewerkalk überlagert. Zwischen Ofen (P. 2414 m) und Simel erreicht die Kreide die Kammhöhe zwischen Ramuz- und Calfeusental. Die hier auf dem Grat ohnehin nicht übersichtlichen Verhältnisse lassen sich von dem gegenüberliegenden Drachenberg zusammenhängender verfolgen. (Fig. 8, Taf. III.) Der Gault, der von S her den Grat erreicht hat, zieht beinahe horizontal in die Felsen des in das Calfeusental vorspringenden Rückens hinaus. Dort keilt er allmählich aus. Ein tieferes Gaultband zieht zu obigem parallel und endigt unter dem Ofen. Zwischen beiden lässt sich bei guter Beleuchtung noch eine die auskeilenden Enden verbindende gerade Linie verfolgen, die Richtung des zerrissenen Mittelschenkels. Der Öhrlikalk des Simel[1]), sowie der Valangienkalk, die Drusbergschichten und der Kieselkalk unter dem Ofen bilden

[1]) Über die Zugehörigkeit der hellen Kalke des Simelgipfels zum Öhrlikalk bin ich nicht ganz sicher.

die Kernschichten dieser letzten und tiefsten Falte. Das untere Gaultband gehört dem von hier in die Tiefe des Calfeusentales absteigenden Kreidezug, der autochthonen Aufwölbung, an. Im Gegensatz zu dieser Aufwölbung lassen sich die verschiedenen Faltenzüge, welche wir von S nach N durchgangen haben, als parautochthone Falten zusammenfassen.

Die autochthone Aufwölbung von Vättis.

Das allgemeine Ansteigen der Faltenachsen sämtlicher Falten von W nach E lässt auf eine gemeinsame, einheitliche Ursache schliessen. Diese liegt höchst wahrscheinlich in der autochthonen Aufwölbung von Vättis, deren Scheitel wir mit den Falten des Simel erreicht haben. Ohne einer weiteren selbständigen Faltung zu unterliegen zieht sich die Kreide unter dem Hochgang und Hausegg über die Panäraalp nach St. Martin hinab. Der bisanhin stetige Südfall geht allmählich über in SW- und W Fallen. Besonders ausgeprägt äussert sich diese Änderung in der Orientierung der Schichten in dem tieferen Malm. So fallen z. B. unterhalb Stegensässli die 30—50 cm mächtigen Bänke von Quintnerkalk 85° W mit Streichen. N 20° W; 30 m höher oben fallen die nämlichen Bänke nur mehr 30° W ein, und noch zirka 150 m höher ziehen sie als horizontale Bänder in den Felswänden von W nach E; ihr Fallen geht dabei wohl bergeinwärts, also nach S. Auf der gegenüberliegenden Talseite fallen die typisch schwarzen Quintnerkalke (an der Strasse) nordwärts ein. Diese Orientierung zeigt also deutlich die kuppelförmige Aufwölbung, der sämtliche Sedimente von der Trias bis zum Flysch im Calfeusentale unterliegen. Sehr scharf und deutlich ist das allgemeine Abbiegen im Rötidolomit und Dogger gegenüber Gigerwald zu sehen. Im untersten Teil des Tersolbachs stehen die nach N fallenden Rötidolomitbänke beinahe saiger, während sie auf der Südseite (Kunkelstal) zirka 40° nach S fallen. Das Gewölbe ist also asymmetrisch mit schwacher Tendenz nach N überzuliegen.

In der Tiefe des Tales kommt wie bekannt [1]) unter der Trias das kristalline Grundgebirge zum Vorschein. Es bildet aber nicht nur ein durch die tiefe Erosion blossgelegte Partie des untertauchenden Aarmassivs, sondern ist ein bis in eine Höhe von zirka 1200 m emporgefaltetes kleines „Centralmassiv“ für sich. Seine Scheitellinie streicht ungefähr WSW-ENE und erreicht in der NE-Spitze unserer Gebirgsgruppe die grösste Höhe. Die westliche Hälfte zeigt unterhalb Hochwald eine rasche Erniedrigung. Im überlagernden Rötidolomit ist dieselbe durch ein ⟍förmiges Abbiegen seiner Bänke nach W gut ausgeprägt.

Die Aufschlüsse innerhalb der kristallinen Gesteine sind nicht gerade günstig. Von den auf der Ringelseite vorkommenden Gesteinen war schon im stratigraphischen Teil die Rede. Sie als Verrucano zu bezeichnen ist nicht statthaft. Der gleiche grüne Verrucano von Tamins kommt nirgends mehr zum Vorschein. Für das Studium der Kontaktverhältnisse zwischen kristallinem Grundgebirge und der Trias eignen sich die Aufschlüsse auf der Ringelseite des Vättnermassivs nicht gut. Im Übergang des kristallinen Konglomerates in den Arkosegneiss bestimmte ich auf der rechten Seite der Tamina: Streichen E 10° N fallen 40—50° N.

Auf der gegenüberliegenden Seite scheinen die steil gestellten Bänke der kristallinen Gesteine nach SE zu fallen. Sie stossen in ihrer (nicht aufgeschlossenen) Verlängerung nach oben diskordant an der Rötidolomitwand ab. Einen Faltenbau in diesem älteren Gebirge konnte ich nicht konstatieren.

Aus diesen wie besonders auch aus den früheren Darstellungen von *Alb. Heim* ergibt sich, dass die Gesteine des Vättnerfensters einem älteren (hercynischen) abgetragenen Gebirgssystem angehören, das durch die jüngere alpine Faltung wieder ergriffen in der Gegend zwischen Calanda und Ringelspitze zu einer domförmigen Aufwölbung aufgestaut wurde. Der Faltenschub, der weiter südlich Falte auf Falte legte, äusserte sich im kristallinen Gebirge viel schwächer: „on dirait que,

[1]) Vergl. Lit. 3, Bd. I, pag. 11 — Lit. 7, pag. 122—125 — Lit. 23, pag. 37.

ne pouvant satisfaire à la poussée alpine, celle-ci s'est exercée avec plus de puissance sur les espaces voisins, capable d'en être victimes." (*Lugeon,* Nappes de recouvrement). Ob diese Auffaltung gleichzeitig mit der Bildung der parautochthonen Falten und der Überschiebung der Glarnerdecke stattfand, ihr voranging oder nachfolgte — wie *K. Tolwinski* für das Vättnermassiv anzunehmen geneigt ist — lasse ich dahingestellt.

Am Ausgang des Ramuztobels treten Trias und Dogger unter dem mächtigen Malm noch einmal zutage. Der Zusammenhang mit dem Dogger und der Trias von Vättis ist an der Oberfläche nicht verfolgbar. Es ist aber dieses nochmalige Auftauchen der tieferen Gesteine wohl auf eine kleinere Aufwölbung oder Falte in den untersten Deckschichten des Vättnermassivs zurückzuführen. Der Rötidolomit am Ramuzbach streicht N 20° W mit 20° WSW-Fall. Merkwürdigerweise ist seine oberste Bank in eine kleine Falte übergelegt. (Fig. 3.) Die höheren Doggerschichten fallen im Eisenoolith 5° W. Die Malmschichten lassen höher oben im Hochwandwald die Muldenumbiegung und den aufsteigenden Schenkel einer kleineren Falte erkennen.

Das nächst südlichere Auftreten der tieferen Gesteine liegt bei Tamins, wo wir sie im Gewölbekern der Tscheppfalte schon kennen gelernt haben.

Über die Tektonik des Flyschgebietes.

Dem Kreidegebiet nördlich vorgelagert, dehnt sich ein grosses Flyschareal aus, das vom Segnespass bis St. Martin im Calfeusental reicht. Es gehört der weiten, zusammengesetzten Muldenzone an, welche zwischen die autochthone Aufwölbung von Vättis und seine überdeckte westliche Fortsetzung einerseits, und die parautochthonen Falten und die Glarnerüberschiebung anderseits, zu liegen kommt.

Der Faltungscharakter, der diese Masse beherrscht, ist ein von dem schon bekannten völlig verschiedener. „Die Eocänfalten sind wie die nördlichen Nebenwellen der Südfalte in seichterem Wasser" (*Heim* „Mechanismus"). Weitausholende Falten finden sich keine.

Die den Kreide-Malmfalten zunächst anliegenden Teile machen, wo nicht Überschiebung herrscht (Orgeln, Panärahörner), die Muldenumbiegung mit und treten in deren Mittelschenkel ein. Das beste Profil dafür liefert wieder der Einschnitt von Segnes sut (Fig. 1 Taf. III). Auf der rechten Seite sehen wir in der Erosionsnische unter dem Ofen die Assilinengrünsande sich hinaufziehen; von der Verrucanoüberschiebung werden sie in scharfer Linie discordant abgescheert. In gleicher Weise ziehen mehrere grüne, mittel- bis feinkörnige Sandsteinbänke in die Höhe. Sie erreichen aber die Überschiebung nicht, sondern scheinen vorher auszukeilen. Gegen den Segnespass hinauf finden sich wiederholt massige Quarzitbänke. Zwischen diese und die im Mittelschenkel aufsteigenden Sandsteinbänke kommt eine Mulde zu liegen, in deren innerem Teile man die Globigerinenschiefer erkennen kann. Die gleiche Flyschmulde scheint auch in etwas höherer Lage auf der linken Seite von Segnes sut vorhanden zu sein.

Im Flimserstein dagegen ist es zu einem mechanischen Kontakt von Kreide und Eocän gekommen. Unter den auf Flysch geschobenen Schuppen von Drusberg- und Schrattenkalk folgen unter P. 2679 m steiler gestellte (55—60° S) schwarze Tonschiefer, dann eine Serie von Nummuliten-Grünsandbänken (Fig. 6 pag. 28) und wieder schwarze Tonschiefer voller Calcitadern. Diese Schichtfolge gehört der grossen Mulde, die den Flimserstein unterlagert, an; ihre Nummulitenbänke sind bis an die NE-Ecke zu verfolgen. Eine Flyschmulde im Hangenden der Flimsersteinfalte ist nach der schon gegebenen Darstellung des Flimsersteins nicht mehr vorhanden. Das zusammengequetschte Schichtenpaket von vorwiegend Nummulitenkalk, das in der Gegend von Panix und Val Frisal nördlich anliegt dem grossen Wurzelgewölbe der Glarnerüberfaltung und das, wie *Alb. Heim*[1])

[1]) Lit. 24 pag. 52.

neuerdings hervorhebt, einen charakteristischen Zug im Bau der Wurzelregion darstellt, ist in unserem Gebiet, wo Verrucano direkt auf normaler Kreide liegt, also vollständig ausgequetscht.

Die Fortsetzung der Mulde im Liegenden des Flimsersteins ist nach E über P. Sax, P. da Sterls-Südgrat bis in die Westwände der Ringelspitze verfolgbar. Durch die im Muldenschenkel der Flimsersteinfalte sich abspaltende Falte des P. Mirutta wird sie gedoppelt. Die 55—60° S-fallende Transversalschieferung, sowie die starke Schuttbekleidung der Gehänge machen eine Einzelbeobachtung nicht mehr möglich. Nur der Verlauf der Nummulitengrünsande gibt einigen Aufschluss. Wir sehen aus ihren häufigen Verbiegungen, dass die Mulde durch viele sekundäre Falten kompliziert wird (z. B. Westwand des Ringelspitz-Südgrates). Weiter nach E wird die Mulde durch die Verrucanoüberschiebung und die in ihrem Liegenden rasch sich erhebende Falte der Panärahörner in ihrer Weite reduziert.

Den Flysch zwischen Orgeln- und Panärafalte konnte ich nirgends verfolgen. In der Tiefe des Ochsentäli liegt, wie schon dargetan, der Malm der höheren Falte auf der Kreide der tieferen überschoben. Erst weiter westlich scheint sich allmählich zwischen beiden Eocän einzustellen.

Die nächst tiefere Muldenzone zwischen Orgelnfalte und der autochthonen Aufwölbung ist gekennzeichnet durch den Hochgang, einer stellenweise schmalen Schutterrasse über den Kreide und Jurawänden des Calfeusentales. Auf dem vordersten, in das Calfeusental vorspringenden Erker sitzt noch ein letzter Rest von Eocän mit einem Stück der Muldenumbiegung im Assilinengrünsand. Seine westliche Fortsetzung ist zunächst unterbrochen, tritt dann aber mit einer ƨförmigen Biegung der Grünansdbänke auf dem Rücken der Vorderen Orgeln wieder auf. Von hier bis zum Hausegg ist nur eine Grünsandbank zu verfolgen, im Hausegg sind es dagegen deren drei, die auf Repetition kleinerer Falten zurückzuführen sind. Ein prägnantes Muldenknie stellt das isolierte Nummulitenriff auf P. 2296 m dar. Die Muldenzone des Flysch ist hier aufgelöst in ein System kleiner nordwärtsgerichteter Falten.

Dem raschen Untertauchen der autochthonen Kreide zwischen Panäraalp und St. Martin und dem allmählichen Ausspitzen der Orgelnfalte entspricht eine mächtige Zunahme der Flyschzone. Es treten die höheren Horizonte in die gemeinsame Muldenzone ein. Damit kompliziert sich das tektonische Detail zusehends. Auf der ganzen Nordseite der Ringelspitze herrscht ein unentzifferbares Gewirr von kleinen Falten, die eskaladierend oft im Sinne des Gehänges talwärts stürzen; keine derselben lassen sich auf längere Erstreckung verfolgen; einzelne Streichrichtungsmessungen sind auch belanglos, da sie sich nicht mehr an die allgemeine Streichrichtung halten. In ihren Dimensionen bleiben diese Flyschfalten aber weit hinter den Kreidefalten zurück. Eigentliche Überschiebungen finden sich nicht besonders ausgeprägt. Wir befinden uns hier eben in dem gestauten Vorlande der Glarnerüberschiebung und seiner vorgelagerten grossen Falten.

Eine helle Quarzitzone, welche in der Gegend der Tristelalp beginnt, ist gut verfolgbar über die Sardonahütte und unter dem Scheibegletscher bis auf die andere Talseite. Sie ist ± 25 m mächtig und in kurze kleine Falten gelegt, die allmählich gegen N ansteigen.

Ob auch verkehrte Flyschkomplexe sich auf der Nordseite der Ringelspitze vorfinden, ist schwer zu sagen [1]). Die Möglichkeit, ja Wahrscheinlichkeit, dass solche unter der Verrucanoüberschiebung in beschränktem Masse sich finden können, ist gross. Über dem Lavadignasgletscher sieht es am Glaserhorn aus, als ob hier mitgeschleppter Flysch „lochseitenkalkartig“ unter der Überschiebung liege (vergl. Fig. 4 Taf. V). Die Annahme dagegen, dass der ganze Wildflysch der Nordseite verkehrt liegen sollte oder unter der Glarnerüberschiebung mitgeschleppt sein könnte, ist nicht wohl zu begründen. Alle die neuen Fragen der Flyschtektonik und -stratigraphie werden sich an der Ringelspitze mit ihren mächtigen Felswänden und unnahbaren Tobeln kaum weiter prüfen oder beantworten lassen. Der Entscheid muss anderswo fallen. Der Seewerkalk inmitten von Wildflysch, den Dr. *K. Tolwinski* [2]) von der Brennhütte im Calfeusental erwähnt,

---

[1]) Vergl. Jean Boussac, Interprétation tectonique du Flysch dit Autochthone de la Suisse centrale et orientale. C. R. Ac. Sc. Paris, 2 mai 1910.

[2]) Lit. 23 pag. 54.

möchte dieser Autor „als einen vom Mittelschenkel der Glarner- oder vielleicht noch tieferen Decken abgerissenen, vollständig in Flysch eingewickelten und fortgeschleppten Lappen betrachten.“ Wären die ähnlichen Schiefer unter dem Glasergletscher analoge Fetzen? Ihrer tektonischen Lage nach, so scheint mir, kann man sie aber kaum als solche auffassen. Sie liegen eingeklemmt im Muldenkern unter der Panärafalte anscheinend als stratigraphische Einlagerung im Flysch. Mit der Glarnerüberschiebung kann man sie ebensowenig wie diejenigen von der Brennhütte in Beziehung bringen. Die Glarnerüberschiebung setzt viel zu hoch darüber hinweg. Eine andere tektonische Erklärungsweise für das Vorkommen der seewerkalkähnlichen Schichten sowie den ganzen Wildflysch gibt *Arnold Heims* neueste Hypothese der Deckeneinwickelung für den Flysch der östlichen Schweizeralpen [1]). Danach würde der Wildflysch und mit ihm die der Kreide zuzuzählenden seewerartigen Schichten einer (oder mehreren) Decken angehören, die faziell zwischen die höchste helvetische Decke und die erste präalpine zu stellen wären, nach der heutigen tektonischen Situation aber infolge sekundärer Einwickelung durch den jüngeren helvetischen Schub unter die helvetischen Decken zu liegen kommen. Auf der Südseite des Calfeusentales liessen sich die Lagerungsverhältnisse des Flysches mit dieser zwar etwas kühnen Hypothese vereinbaren; Überschiebungskontakte innerhalb des Flysch habe ich dagegen nicht beobachtet.

Die Deckschollen des überschobenen Verrucano der Glarnerdecke.

Die Ergebnisse der bisherigen tektonischen Untersuchung haben eine Loslösung der früher mit dem Verrucano verbundenen Jura- und Kreidebildungen zur Folge gehabt. Der Verrucano bleibt als eine den parautochthonen Falten diskordant aufliegende „Schubmasse“ für sich allein. Er ist ein Rest der Glarnerüberfaltungsdecke, die innerhalb unseres Gebietes aus einer Überfaltungsdecke zu einer durch Erosion zerteilten Deckscholle geworden ist. Die einzelnen Teile derselben bilden die meist wild zerrissenen und zerklüfteten Gipfel- und Grataufsätze der Ringelspitze (Fig. 2, Taf. IV) des Glaserhorn (Fig. 4, Taf. V)—P. da Sterls, des Trinserhorn, des P. Segnes—P. Sardona, des Flimserstein P. 2679—2568 m und P. 2696—2681 m. Es sind typische Erosionsrelikte, die in ihrer gegliederten Grundrissform den Verlauf der Kammlinie wiedergeben. Nach S ziehen sich entsprechend der Neigung der Überschiebungsfläche halbinselförmig weitvorspringende Lappen (Ringelspitzgrat). Der nächst westlich anschliessende Verrucano der Mannen ist in Zusammenhang mit der ausgedehnten, petrographisch vielgestaltigen Verrucanodecke, welche bei Ilanz den Rhein erreicht und sich bis Truns hinaufzieht.

Von den verschiedenen Varietäten, die sich im überschobenen Verrucano unserer Gruppe unterscheiden lassen, war schon die Rede. Die Verschiedenartigkeit zwischen dem bankigen Gneiss und dem dünnschichtigen Sericitschiefer äussert sich auch in ihrem tektonischen Verhalten. Die Gneisse sind nur flachwellig verborgen, während die Sericitschiefer oft kleine nordwärtsgerichtete Falten bilden. Solche sind besonders deutlich bei leichter Schneebedeckung am P. Segnes auf der Gletscherseite zu beobachten.

Die Überschiebungsfläche der Glarnerdecke.

Die fast ebene Überschiebungsfläche, welche den Verrucano von dem verschieden gefalteten „Basalen Gebirge“ trennt, ist seit den klassischen Untersuchungen eines *Arnold Escher von der Linth* und eines *Alb. Heim* allbekannt. Ich beabsichtigte, dieselbe innerhalb des Ringelgebietes eingehender zu verfolgen; verschiedene Umstände (Schnee etc.) zwangen mich aber zur Kürze.

[1]) Lit. 25 pag. 38.

Unter der aus der Ferne stets sehr scharfen Überschiebungslinie folgt in vielen Fällen (Mannen, P. Atlas, P. da Sterls, Ringelspitze) ein hellgrauer bis weisslichgelber, kristalliner Kalk mit der charakteristischen Verknetungslinie gegenüber dem darunterliegenden Flysch. Es ist der bekannte Lochseitenkalk, das dynamometamorphe Äquivalent des Mittelschenkels der Glarnerdecke. Ein schwach gelblich gefärbtes Band, das den Lochseitenkalk nach oben begrenzt, repräsentiert nach *Alb. Heim* den verkehrt gelagerten Rötidolomit.

Gegenüber den älteren Profilen [1]) bedarf aber die Verbreitung des Rötidolomites und des Lochseitenkalkes einer Einschränkung:

Wir haben schon gesehen, dass im Flimserstein unter der auflagernden Masse des überschobenen Verrucano gleich der hier mächtige Schrattenkalk liegt. Dieser wurde früher als Rötidolomit aufgefasst [1]). Die Überschiebung ist hier sehr scharf. Teile eines Mittelschenkels scheinen vollständig zu fehlen. Die obersten 20 cm des Schrattenkalkes sind zu einem gelblichen Marmor umgewandelt. Die gelbe Farbe dürfte eine Einwirkung des überlagernden Verrucano sein. Am Trinserhorn z. B. kann man beobachten, wie diese hellen Kalke — hier echter Lochseitenkalk — dicht unter dem grünen Verrucano wohl durch reichlicheren FeO-Gehalt auch grünlich gefärbt erscheinen. Die Bildung des Hydroxyds, zum Teil wohl auch aus fein verteiltem ursprünglichem Pyrit, gibt dann dem Kalk das rötidolomitähnliche Aussehen.

Den analogen Fall zum Flimserstein haben wir in der Alp Nagiens vor uns. Auch hier möchte ich die hellen Kalke unter der Verrucanodecke eher noch für normalliegenden Schrattenkalk halten als für verwalzten Lochseitenkalk oder Rötidolomit. Von oben nach unten geht der unter der Überschiebungsfläche prächtig reinweisse Marmor streifenweise in den lichtgrauen Schrattenkalk über. Eine Verknetungslinie oder etwas ähnliches, wonach man auf in Lochseitenkalk eingewalzten Rötidolomit schliessen könnte, ist nicht zu sehen. Oder ist am Ende doch die mechanische Mischung der verkneteten Mittelschenkelglieder so innig, dass uns diese metamorphe Bildung völlig einheitlich erscheint? Ich möchte diese Frage vorläufig nicht endgültig beantwortet sehen. Auf verdünnte HCl reagieren diese verschiedenen Marmore noch durch lebhaftes Brausen.

Einen besonderen Fall der Lochseitenkalkbildung konstatierten wir an der Stirne der Tscheppfalte. Der Malm der unterliegenden Falte wird hier unter der Verrucanoüberschiebung nach N verschleppt, so dass man zwischen Lochseitenkalk, der dem Mittelschenkel der Glarnerdecke und solchem, der der Tscheppfalte entstammt, keine Grenze setzen kann.

Ähnlich sind die Verhältnisse auf der rechten Seite von Segnes sut, wo der Lochseitenkalk mit gleich bedeutender Mächtigkeit nördlich der Kreide-Malmfalte einsetzt (Fig. 1, Taf. III). Unter den Mannen beträgt er mehr als 30 m. (Hier der bekannte eingewalzte Flyschfetzen, in dem auf einem kleinen vertikalen Bruch das Martinsloch ausgewittert ist; der nördliche Flügel erscheint um einige Meter gehoben.) Die grosse Mächtigkeit lässt sich vielleicht in Zusammenhang bringen mit dem südlichen Zurückbleiben der Segnessut-Falte. Der Lochseitenkalk konnte nämlich erst da recht erhalten bleiben, wo der Mittelschenkel der Glarnerdecke auf den Flysch zu liegen kam. Die über die südlichere Kreidefalte hinweggleitenden Schichtbänke wurden erst hier in den nachgiebigen Flysch eingepresst, nachdem sie dort hinweggeschürft worden waren.

Im Gebiete der Ringelspitze hat der Lochseitenkalk viel geringere Mächtigkeit; 5—6 m ist das Höchste; er kann sogar ganz aussetzen, so dass der Gneiss des Verrucano auf den Flyschschiefern aufliegt. (Glaserhorn Fig. 4, Taf. V.) Stellenweise trennt beide nur mehr ein dünnes, marmorisiertes, gelbliches Bändchen, dessen Natur, ob Rötidolomit oder lochseitisierter Malm oder beide zusammen ineinandergewalzt, nicht mehr zu erkennen ist. Die Region der höchsten Lage der Überschiebungsfläche zeichnet sich auch durch die spärlichsten Reste des Mittelschenkels aus.

Verfolgen wir nun noch kurz den Verlauf der Überschiebung. Mit mässiger Neigung steigt sie von S nach N an. Je weiter nördlich, um so geringer ist ihr Gefälle:

[1]) Lit. 7, Taf. IV, Fig. 8 u. 11.

Ofen–Crap St. Gion 15—16 %, Flimserstein Nordrand–Südrand 17 %
dagegen:
Ofen–Mannen 5—6 %, Flimserstein Nordrand–Sardonagletscher 6 %, Tschepp–Ringelspitze 6 %.

Eine relativ rasche Hebung erfährt die Überschiebungslinie auch in ihrer Streichrichtung von W nach E. Über der Alp Nagiens liegt sie zirka 2300 m, am Ringelsüdgrat in zirka 2950 m, was einem Ansteigen von zirka 7 % entspricht. Nach E folgt dann der definitive Erosionsabbruch über den hinaus die ansteigende Überschiebungslinie nirgends mehr erhalten ist. Auf eine nicht sicher zu bestimmende Strecke muss sie sich aber noch weiter gehoben haben, da sie noch über dem 3107 m hohen Gipfel des Hinteren Panärahorns hinwegstreicht. Man darf wohl annehmen, dass ihre höchste Erhebung (3200 m?) über die autochthone Aufwölbung von Vättis zu liegen kam. Die gleiche Erscheinung, welche die tieferen Falten beherrscht, würde sich also bis in die Glarnerdecke hinauf geltend machen. Jenseits dieser maximalen Erhebung muss das Gefälle der absinkenden Glarnerdecke ein ganz beträchtliches gewesen sein, wenn dieselbe schon im Rheintal unter die überschobenen Bündnerschiefer taucht[1]).

Über den tektonischen Zusammenhang der parautochthonen Falten im Ostende der Glarneralpen.

Werfen wir nun noch einen Rückblick auf die einzelnen festgestellten Faltenzüge und suchen nach ihrer Fortsetzung ausserhalb der Ringel-Segnesgruppe[2]).

Im Westen beginnend konnte festgestellt werden, dass sich unter der überschobenen Verrucanodecke eine nordwärts überliegende Falte erhebt, welche sich von der Alp Nagiens über Segnes sut und sura in den Flimserstein und Tschepp fortsetzt und an Grösse bedeutend zunimmt. Die Scheitellinie dieser Flimserstein-Tscheppfalte erfährt in der Streichrichtung ein ziemlich rasches Ansteigen (Segnes sut—Flimserstein 16 %, Flimserstein—Tschepp zirka 12 %). Die im Flimserstein beginnende Zerreissung des Mittelschenkels hat sich im Tschepp und Crap Matts zur völligen Überschiebung des Malmkernes auf den Muldenteil gesteigert.

Sehen wir von den kleineren Falten ab, so verfolgten wir dann im Muldenschenkel dieser Falte vom Flimserstein über Piz Mirutta, Lavadignas und Crap Matts eine tiefere, spitze Falte, die Falte des P. Mirutta. Unter derselben erhebt sich eine die andern an Grösse übertreffende Falte mit direkter Überschiebung des Malm auf Seewerkalk: die Falte der Panärahörner oder kurzweg Panärafalte. Wieder ein Abnehmen in den Dimensionen bedeutet die nächst tiefere, ebenfalls auf Seewerkalk überschobene Falte der Orgeln. Unter derselben erhebt sich bis in beträchtliche Höhe (2300 m) die autochthone Aufwölbung mit dem kleinen Vättnermassiv als Gewölbekern.

Und nun die östliche Fortsetzung dieser Faltenzüge?[3]) Im Ostabbruch des Crap Matts findet die Tschepp- und Miruttafalte ein plötzliches Ende. Eine sichere Fortsetzung der kleinern Miruttafalte kenne ich nicht mehr, dagegen könnte man jenseits dem Kunkelstale die ebenfalls nordwärts überliegende grosse Falte des Calanda als Fortsetzung der Tscheppfalte betrachten. Dafür scheint auch zu sprechen, dass Trias und Jura beider dem gleichen Verrucano-Kerngewölbe von Tamins aufzusitzen scheinen. Auch die Darstellung durch *Chr. Piperoff*, nach welcher der

[1]) Vergl. auch die Schlussfolgerungen von *P. Arbenz* und *W. Staub* (Lit. 22, pag. 61).

[2]) Vergl. die Übersicht pag. 59.

[3]) Über die westlichere Fortsetzung vermag ich nach eigenen Beobachtungen etwas Genaueres noch nicht mitzuteilen; ich gedenke im Sommer 1911 das Gebiet zwischen Kistenpass und Segnespass einer geologischen Kartierung zu unterziehen.

Calanda die östliche Fortsetzung des „Südflügels der Glarnerdoppelfalte“ darstellt, entspräche einem solchen Zusammenhang [1]). Genauere Begehungen führen aber zu ganz anderen Schlüssen.

Die tektonischen Verhältnisse des Calanda sind lange nicht von der schematischen Einfachheit, wie sie *Chr. Piperoff* 1897 darstellte; dieser kannte nur eine einzige, grosse, überliegende Falte über der autochthonen Aufwölbung. Wie auch zu erwarten war, setzen aber in den Nordwänden des Calanda die durch den tiefen Einschnitt des Taminatales in ihrer gesamten Mächtigkeit blossgelegten Falten der Ringelgruppe weiter. Ihre Parallelisation ist aber trotz dem kaum 5 km betragenden Unterbruch durch das Kunkelstal nicht so leicht [2]). Der Aufriss, den das Taminatal durch den Faltenbau des Calanda geschaffen hat, ist für die Klarheit in der Übersicht nicht günstig; er schneidet die Falten in spitzem Winkel an. Ebenso macht die Art der Übereinanderlagerung der einzelnen Falten die Verbindungen in der Streichrichtung unsicher.

Um ein durchgehendes Profil durch sämtliche tektonischen Glieder der Calanda-Nordseite zu erhalten, müssen wir dieselbe in zwei verschiedenen Profilen durchgehen, durch deren Projektion in ein Übersichtsprofil, wir dann einen Überblick über die sämtlichen wichtigeren parautochthonen Falten im Ostende der Glarneralpen gewinnen können. (Fig. 12.)

Nördlich St. Peter im Taminatal taucht der Rücken der autochthonen Aufwölbung unter der Flyschbedeckung unter das Talniveau. Eine enggequetschte Mulde von Flysch zieht darüber dem Calandaabhang entlang bis Schröter (über P. 1493 m). Diese wird nach oben beherrscht von einer hohen Malmwand, welche von Mastrils im Rheintal über die Kaminspitze, Zweienspitze und Zweikopf bis nach Schröter sich verfolgen lässt und hier mit dem Malm der autochthonen Aufwölbung zu einer einheitlichen Masse verschmilzt. Es löst sich hier also eine erste, grosse Falte (mit Malmüberschiebung!) von der basalen Vättner Aufwölbung ab. Im Hangenden ihrer wenig mächtigen Kreide finden wir einen spitzen Keil von Flysch und Seewerschiefer, die sich im Streichen bis nach Untervaz hinabziehen, und darüber, bei Guaggis, durch eine scharfe Überschiebungslinie hervorgehoben, wieder eine zirka 250 m mächtige Malmwand, die in gleicher Weise wie die untere in zirka 2000 m rechts des Latlauitobels sich mit dem unteren Malm verbindet. Diese höhere Malmfalte enthält eine vollständigere Kreideserie als die tiefere. Diese bildet, in mehrere Falten gelegt, den Calandagrat und sinkt ostwärts im Streichen rasch in die Tiefe [3]).

Ein zweiter Aufstieg auf den Calanda weiter südlich durch das Gonscherolatobel bei Vättis führt bis in die karförmige Wanne des Haldensteiner Schaftäli (2300 m) immer nur durch Malm, der hier also schon drei verschiedenen Einheiten angehört: der autochthonen Aufwölbung der ersten (Kaminspitz-) und der zweiten Calandafalte. Auf der Nordseite des Schaftäli biegt nun die hangende Kreide der zweiten Falte in prächtiger Muldenumbiegung über sich selbst um und ein dritter Malmkern, der sich darüberlegt, zeigt, dass sich hier noch eine dritte Falte über die autochthone Basis von Vättis legt. Diese Falte bildet mit ihren nur zum Teil erhaltenen, aber kompliziert gefalteten Kreiderücken die Gipfelpartie des Haldensteiner Calanda (Männersattel). Die Mulde des Schaftäli streicht unter dem Felsberger Calanda (Weibersattel) resp. P. 2420 m nicht mehr weiter die Nordseite des Berges entlang. Der Malm dieser obersten kleineren Falte, der Calandagipfelfalte, zieht sich unter den Wänden des Felsberger Calanda durch und verschmilzt mit der einheitlichen, tieferen Malmmasse. Die Nordabstürze des Felsberger Calanda bauen sich also von unten bis oben aus lauter Malm auf, dessen Mächtigkeit

---

[1]) Lit. 10, pag. 25. Mit dieser falschen Annahme entfernte sich *Piperoff* von der früher schon durch *Theobald* und *Alb. Heim* (Lit. 7, pag. 160) gewonnenen richtigeren Erkenntnis, dass der Calanda eine Falte im Muldenschenkel der „Südfalte“ darstellt.

[2]) Ich benütze hier schon die Ergebnisse meiner geol. Neuaufnahme des Calanda im Frühsommer 1911. Zur Orientierung vergleiche man vorläufig für das Folgende die geol. Karte von *Piperoff*, dessen Kartierung aber auf der Nordseite des Calanda sehr mangelhaft ist.

[3]) In seiner eingehenden Bearbeitung der Grauen Hörner kommt *K. Tolwinski* (Lit. 23) auch auf die Tektonik der Calanda-Nordwände zu sprechen und korrigiert hier mit genaueren Profilangaben *Piperoffs* falsche Profile. *Tolwinski* beschreibt zwei dem autochthonen Gewölbe von Vättis aufliegende grosse Falten. Die höhere (hier stets als Calandafalte bezeichnet!) nennt er Drachenüberschiebung.

zirka 1500 m beträgt. Das Abwitterungsprofil hat hier hinter die sämtlichen spitzen und zum Teil vielleicht auch ausgequetschten Muldenkerne der übereinandergelagerten Falten gegriffen, so dass diese allein mehr mit ihren mächtigen Malmwurzeln am Aufbau des Felsberger Calanda sich beteiligen.

Und nun die Parallelisation dieser Calandafalten mit den Falten des Ringelgebietes! Darf man die tiefste Falte der Kaminspitze ohne weiteres mit der Falte der Orgeln verbinden oder ist die erstere noch eine tiefere Abspaltung von dem autochthonen Sedimentmantel? Im ersteren Falle entspräche dann die Panärafalte der grossen Calandafalte, und in der kleineren Gipfelfalte hätten wir möglicherweise ein Äquivalent der Mirutta- oder Tscheppfalte.

Fazielle Vergleiche, welche die Frage beantworten könnten, sind schwierig auszuführen, da die Ausbildungsweise der Kreidesedimente in den einzelnen Falten sich zu wenig ändert und die schlechte Zugänglichkeit der Profile die genauere Aufnahme erschwert. Anhaltspunkte lassen sich aber dennoch gewinnen, wenn man z. B. die mittlere Kreide der Orgeln- und Panärafalte mit der Kaminspitz- und Calandafalte vergleicht:

	Schrattenkalk	Gault
Orgelnfalte	± 10 m	3—5 m
Kaminspitzfalte . . .	0—2 m	3—5 m
Panärafalte	12—15 m	12 m
Calandafalte	± 20 m	12—15 m

Die grössere fazielle Verwandtschaft der tieferen Falten ist ersichtlich, nicht aber wird dadurch entschieden, ob die Falte der Kaminspitze nicht doch noch tiefer liegt, als die der Orgeln.

An der Basis der Kreide wechsellagern am Calanda härtere, schwarze Kalkbänke mit schieferigeren, oft auch mergeligen Schichtlagen, von denen es nicht sicher zu sagen ist, ob sie der Kreide oder dem Jura zuzuzählen sind. Diesen letzteren entsprechen die im stratigraphischen Teile (pag. 15) schon vom Flimserstein erwähnten schwarzen, glänzenden Tonschiefer, welche ich im Calandagebiet auch wieder fand (z. B. am Felsberger Calanda zwischen P. 2700 m und P. 2560 m und bei Oldis). Sie dürften, wie hier nachträglich ergänzend bemerkt sei, doch den Zementsteinschichten entsprechen. Im Ringel-Segnesgebiet kenne ich diese Schiefer nur von der Flimserstein-Tscheppfalte, im Calanda von der Calandagipfelfalte. Sie dürften aber verbreiteter sein, da sie meistens von Schutt bedeckt sind und der Beobachtung leicht entgehen. Für unsere Frage kommt ihnen kaum genügend Beweiskraft zu.

Noch als eine weitere fazielle Ähnlichkeit zwischen der höchsten Calandafalte und der Flimserstein-Tscheppfalte sei erwähnt, dass unter den braunen Neocomschichten in der Haldensteineralp, das ist im Rücken der Calandagipfelfalte, ein Schrattenkalkzug sich erhebt, welcher über Batänia bis an den Rhein hinabzieht[1]). Mit seiner grossen Mächtigkeit von vielleicht $>$ 50 m erinnert dieser Schrattenkalk an den ebenfalls mächtigen Schrattenkalk auf dem Flimsersteinplateau.

Aus diesen faziellen Vergleichen könnte man also ableiten:

Orgelnfalte = Falte der Kaminspitze
Panärafalte = Calandafalte
Tscheppfalte = Calandagipfelfalte.

Und dennoch kann eine solche Gegenüberstellung nicht richtig sein! — Zwischen Tscheppund Panärafalte liegt im Ringelgebiet die bekannte Mulde des Crap Matts mit ihren Kreideschuppen. Sie hätte nach der obigen Parallelisation am Calanda in der erwähnten Synklinale des Haldensteiner Schaftäli ihr Äquivalent. Die innere Muldenspitze der Kreide im Schaftäli in zirka 2300 m lässt sich nun aber in keiner Streichrichtung mit derselben des Crap Matts in Zusammenhang bringen. Sie müsste mit ihren Kreideschichten durch den scharfen Felskamm, der vom Felsberger Calanda

[1]) *Rothpletz* wirft *Piperoff* vor, er hätte diese hellen Kalke trotz seiner Mitteilung an ihn als Schrattenkalk anstatt als Jura kartiert. Ich fand sie aber in regelrechtem Verband mit den Sinuataschichten und Gault mit Turritilitenschichten, also *Piperoffs* — zwar nicht vollständige — Kartierung bestätigt. Vergl. *Rothpletz, A.*, Geologische Alpenforschungen I. Grenzgebiet zwischen Ost- und Westalpen etc. München 1900, pag. 144.

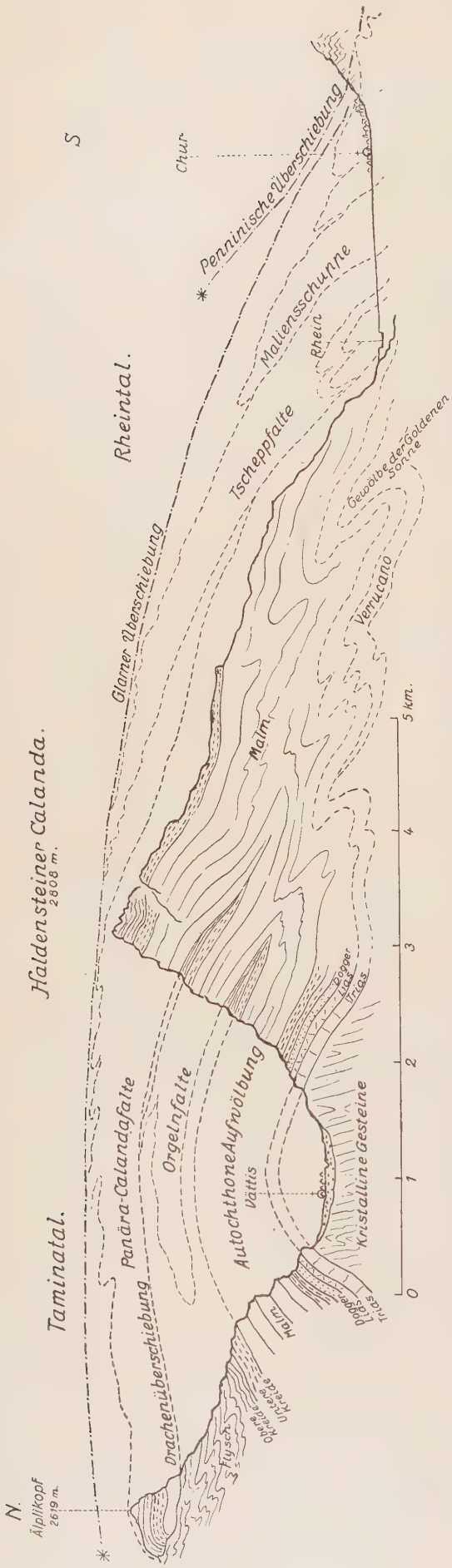


Fig. 12. **Die östliche Fortsetzung der parautochthonen Falten der Ringelgruppe im Calanda** [1]) (halbschematische Darstellung).

nach seinem auf Vättis hinabschauenden Vorgipfel P. 2420 m zieht, durchsetzen. Hier ist aber alles einheitlicher, südfallender Malm, und kein Kreidekeil setzt durch diesen Felskamm. Eine Verbindung nordwärts um P. 2420 m herum ergäbe eine abnorme Streichrichtung der Mulde (NW). Auch die Annahme, dass die Kreide nach W sich so rasch heben würde, dass sie über den Kamm 2700 m—2420 m zu liegen käme, ist an Ort und Stelle nicht gut vorstellbar, und eine Ausquetschung der Muldenspitze hier anzunehmen, ist auch nicht statthaft.

Visiert man vom Schaftäli nach der Muldenspitze zwischen Panära- und Orgelnfalte oder nach der darunterliegenden zwischen Orgeln- und Simelfalte, so trifft man dieselben noch hart nördlich an P. 2420 vorbei in der Richtung E-W. In der Calandagipfelfalte kann also trotz einiger fazieller Ähnlichkeiten nicht die Tscheppfalte, sondern nur die Panärafalte oder eine in ihrem Gewölbeschenkel sich erhebende kleinere Falte vorliegen. Der mächtige Malm in der Nordwand des Haldensteiner Calanda, der sich oberhalb Guaggis um die NW-Ecke (P. 2248 m) des Calandagrates bis oberhalb Gänge (Val Cosenz) hinzieht, hat in seiner Mächtigkeit, ebenso wie in der glatten Auflagerung auf Seewerschichten (bei Guaggis) sein Analogon in dem überschobenen Malm der Panärahörner (pag. 46). Oder sollte doch die Orgelnfalte nach E bedeutend gewachsen sein und in dieser grossen Überschiebungsmasse der zweiten Calandafalte ihre Fortsetzung haben und der Kreide-Malmzug Kaminspitze—Zweienspitze eine neue, tiefere Falte repräsentieren?

Die Höhenlage der Muldenumbiegungen und der Überschiebungslinien gibt keinen sichern Anhaltspunkt. Man darf wohl annehmen, dass sämtliche Faltenachsen auf einer Meridianlinie zirka 1 km westlich von Vättis, entsprechend der maximalen Aufwölbung des Vättner-Massivs, ihre Scheitelhöhe erreichten. Es zeigt sich dann weiter, dass die parautochthonen Falten gegen das Rheintal zu nicht so allmählich absteigen, wie sie im Ringelgebiet angestiegen sind. Der Schichtfall der Kreidestufen zwischen Haldenstein und Mastrils gegen den Rhein hinab entspricht dem

[1]) Das vorliegende Profil wurde in Anlehnung an *Piperoffs* Prof. V gezeichnet. Es enthält deshalb in der Gipfelregion obere Kreide statt Neocom, welches sich in komplizierter Faltung über den vom Malm der Panära-Calandafalte sich abspaltenden kleineren Malmkern der Calandagipfelfalte legt. Man denke sich also die im Rücken der Panära-Calandafalte angedeutete kleine Falte in etwas grösseren Dimensionen und die Tscheppfalte in etwas geringerer Ausdehnung. Für eine solche Korrektur im Profil war es leider zu spät.

raschen Niedersinken der Falten gegen das Rheintal. (> 30°.) Man kann deshalb nicht etwa nach symmetrisch gleichhoher Lage der Mulden und Überschiebungen westlich und östlich der Vättner Aufwölbung die Falten in Verbindung bringen.

Nach all dem Gesagten bleibt also eine gewisse Unsicherheit bestehen, ob die Orgelnfalte der Ringelseite in der ersten (Kaminspitze) oder zweiten Calandafalte ihre Fortsetzung hat und somit, ob die Panärafalte in den hohen Malm-Kreidewänden des Haldensteiner Calanda ihr Homologon hat oder in der Calandagipfelfalte allmählich nach E austönt. In der Übersichtstabelle pag. 59 habe ich den ersteren Fall als den wahrscheinlicheren angenommen; die Calandagipfelfalte ist dort als eine sekundäre, kleinere Falte im Rücken der grossen Calanda-Panärafalte aufgefasst. In einem Profil durch den Haldensteiner Calanda erscheint ihr Malmkern noch klein und unbedeutend, im Felsberger Calanda würde sich dagegen ihr Malmkomplex schon bedeutend grösser zeigen.

Wenden wir uns nun noch zu den sich entsprechenden tieferen Teilen der Falten, den Gewölbekernen!

Das Verrucanogewölbe von Tamins, das wir als Kern der Tscheppfalte kennen gelernt haben, gehört ebensogut der Tschepp- als auch der Panärafalte an, denn der sich darüberwölbende mächtige Malm trennt sich erst bedeutend höher und nördlicher in die beiden Falten. Die Fortsetzung des Taminsergewölbes findet sich im Calanda in dem ebenfalls nach Norden überliegenden Gewölbe der Goldenen Sonne, welches in seinem Gewölbeschenkel bei Tschingels eine neue Aufbiegung zeigt. Das sich wohl einst daran anschliessende südlichere Gewölbe von Rötidolomit ist der Erosion zum Opfer gefallen. Will man in dieser zwar nicht bedeutenden Aufbiegung von Tschingels den aufsteigenden Teil eines neuen Gewölbekerns sehen [1]), so entspräche dieses dem Kern der Tscheppfalte, die sich hiemit nach E in ihrem Kern und der sie unterlagernden Mulde mehr akzentuieren würde. Ob südlich dieser Falte die Maliensschuppe noch weiter nach E fortsetzt bleibt ebenfalls hypothetisch.

Es erübrigt nun noch, die Zugehörigkeit der dem Eocän auf der Nordseite des Tamina-Calfeusentales aufliegenden Klippen des Drachenberg (vergl. Fig. 3, Taf. V), Älplikopf und Gigerwaldspitz kennen zu lernen. Stellen sie die Stirnpartie der Panärafalte oder der Orgelnfalte dar?

Anfänglich glaubte ich in der bekannten, schönen Gewölbeumbiegung des Drachenberg etc. die nördlich vorgelagerte Stirn der Orgelnfalte sehen zu müssen. Dem relativ raschen Sinken der Orgelnfalte nach Westen auf der Südseite des Calfeusentales entspricht eine gleiche Neigung der Auflagerungsfläche der überschobenen Kreide auf der Nordseite des gleichen Tales. Es darf dieser Erscheinung aber nicht allzu grosses Gewicht beigelegt werden. Die gleichen Beziehungen können auch zwischen der höheren Panärafalte und den nördlichen Kreideklippen geherrscht haben. Sie springen nur nicht mehr so sehr in die Augen, weil die Panärafalte schon westlich der Vorderen Orgeln mit einem Erosionsabbruch nach Osten endigt.

Für eine Angliederung an die Panärafalte — resp. Calanda-Panärafalte, in der Annahme, diese habe in der zweiten, grossen Calandafalte ihre Fortsetzung — wie sie auch in allen älteren Profilen durch den Calanda *(Heim, Piperoff)* durchgeführt wurde und wie sie auch neuerdings von *K. Tolwinski* befürwortet wird [2]), sprechen folgende Umstände:

1. Grössere fazielle Übereinstimmung der Kreide des Drachenberg-Älplikopf mit der der Calandafalte (nach Tolwinski).

Im grossen und ganzen bleibt sich aber die Fazies innerhalb kleiner Schwankungen in beiden Falten im Ringelgebiet so ähnlich, dass dieser Umstand kaum entscheiden dürfte. In den Orgeln habe ich zudem zu wenig Anhaltspunkte für einen faziellen Vergleich.

[1]) *Rothpletz* (Geologische Alpenforschungen I. Grenzgebiet zwischen Ost- und Westalpen etc. 1900) misst dieser Aufbiegung besondere Bedeutung zu und zeichnet ebenfalls ein neues südlicheres Gewölbe. Den Rötidolomit im Bleiswald resp. bei Pradamal möchte ich nicht für anstehend halten.

[2]) Lit. 23, pag. 45.

2. Die Calanda-Panärafalte erreicht auf der Ringelseite bedeutend grössere Dimensionen. Ihre Stirn reichte also wohl weiter nach N als die der tieferen Orgelnfalte. (Die relativen Höhen der Überschiebungen entscheiden in keinem Sinne.)
3. Vorhandensein des Malm im Drachenberg-Älplikopf.

Der Malm der Orgelnfalte spitzt sich von seiner Wurzel bis in die Orgeln sehr rasch aber gleichmässig zu, so dass in einer 2 km nördlicheren Stirn nicht mehr ein zirka 90 m mächtiger Malmkern erwartet werden dürfte. Dem in den Orgeln-Nordwänden zirka 40 m mächtigen Malm stehen in den Nordwänden der Panärahörner zirka 200 m Malm gegenüber.

Aus diesen Gründen und aus der allgemeinen tektonischen Situation überhaupt geht mit ziemlicher Sicherheit hervor, dass wir in den überschobenen Massen des Drachenberg die nördlich gesenkte Stirne der grossen Calanda-Panärafalte vor uns haben[1]).

Den Zusammenhang der einzelnen Faltenzüge, wie er sich aus der gegebenen tektonischen Beschreibung, sowie aus der hier angeknüpften weiteren Verfolgung nach E ergeben hat, möge die nebenstehende Zusammenstellung dartun. Die sich entsprechenden Teile eines Faltenzuges sind auf eine Linie gesetzt. Links ist Westen, rechts Osten. Von unten = Süden gelangen wir von tektonisch höheren und auch ursprünglich südlicheren Teilen nach oben zu den tektonisch tieferen und nördlicheren Falten. Durch die Pfeile ist die zweite ebenfalls mögliche Verbindung der Falten zwischen Ringelgruppe und Calanda angedeutet.

Als wichtigstes Gesamtresultat dieser Übersicht halten wir fest:

Das helvetische Faziesgebiet der Glarneralpen endigt in der autochthonen Region gegen E mit drei grösseren und mehreren kleinen parautochthonen Falten, deren wichtigste von oben nach unten sind:

Die Falte des Flimserstein-Tschepp (4),
„ „ der Panärahörner-Calanda (7),
„ „ „ Orgeln (8).

Die vermeintliche Drehung in der Streichrichtung von WSW-ENE nach SSW-NNE oder stellenweise fast N-S *(Heim,* Lit. 7) ist nur Täuschung, bedingt durch das rasche Sinken dieser Faltenzüge in der Streichrichtung.

---

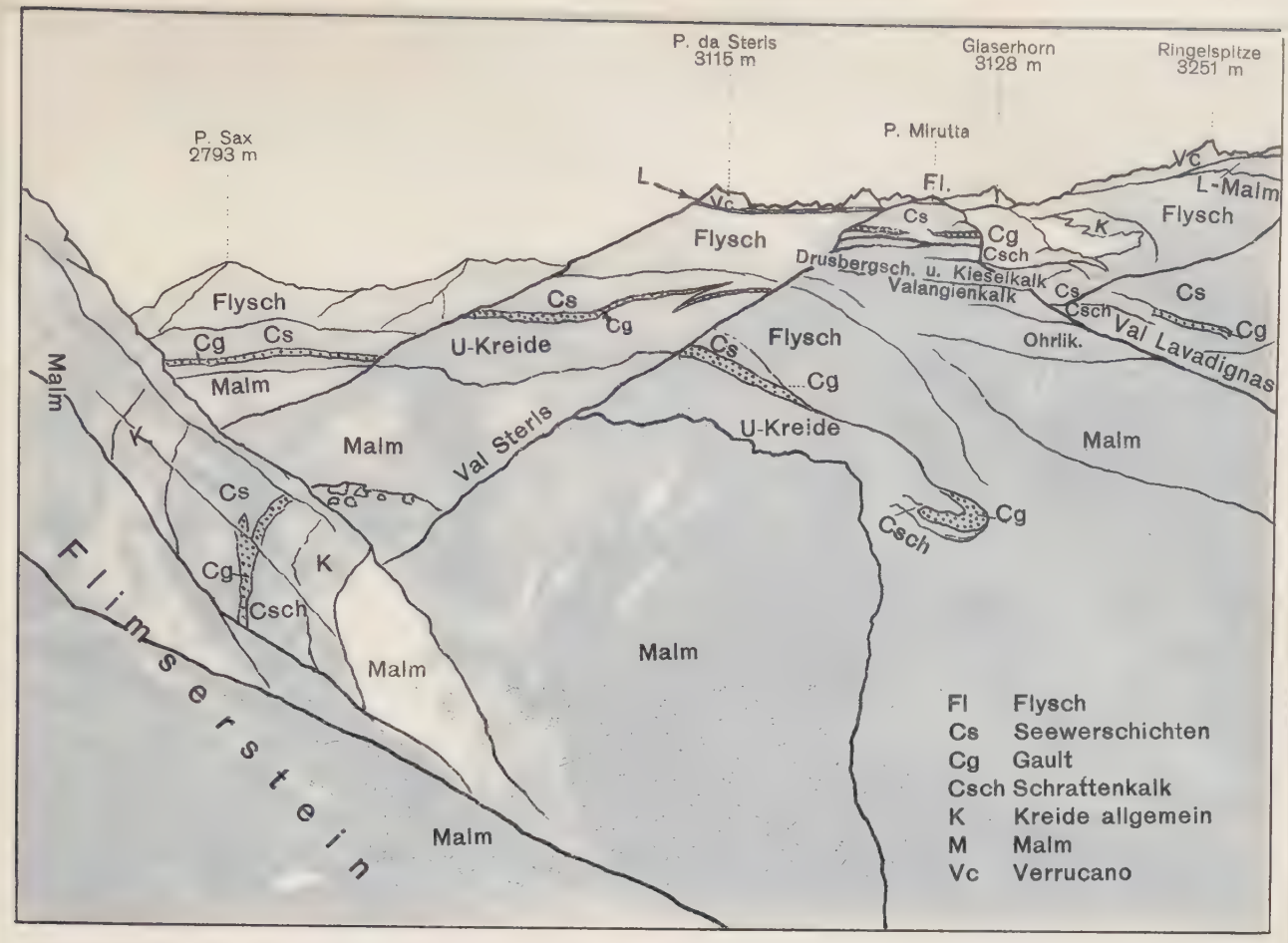
[1]) Nach ihren Dimensionen sowie ihrem tektonischen Charakter (Überlagerung des Flysch, nach N gerichtete liegende Gewölbestirn usw.) hätte diese Falte beinahe Anspruch auf den Rang einer Deckfalte. Ihre Längsentwicklung E-W beträgt > 16—17 km, ihr grösstes Breitenausmass 6—8 km.

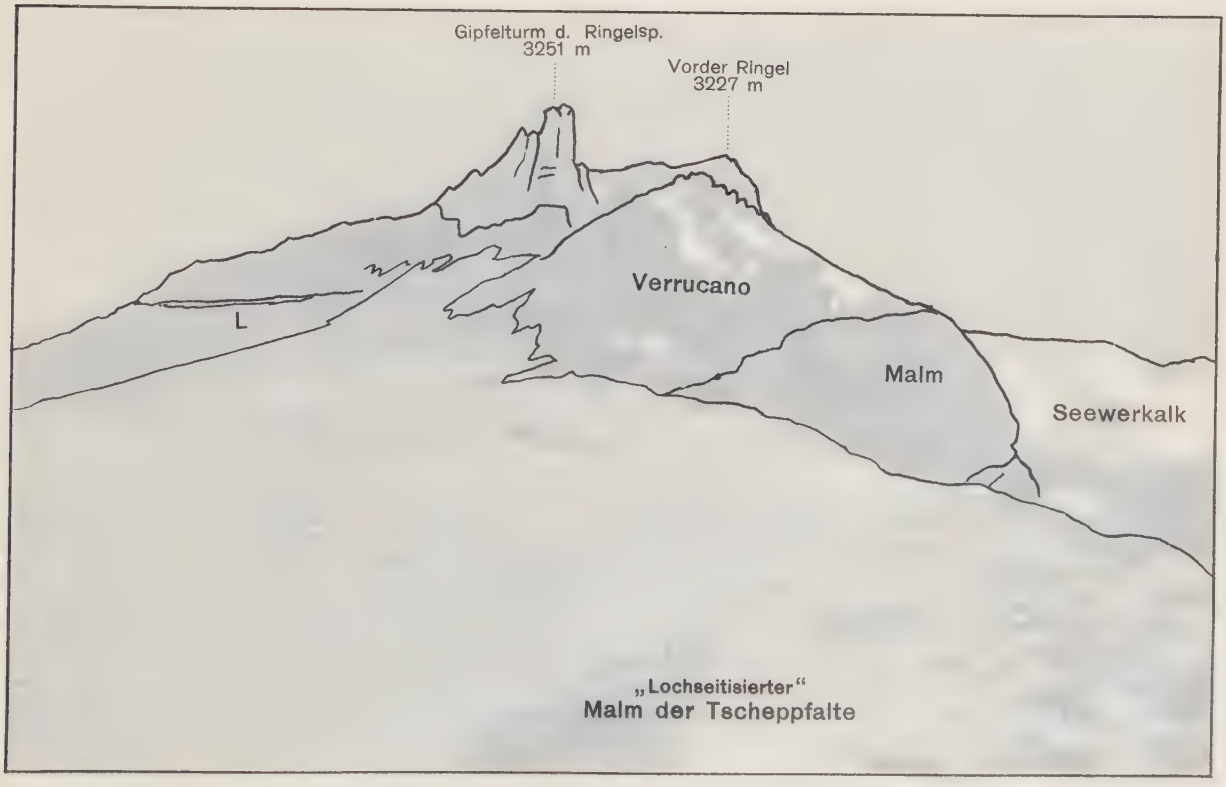
Übersicht über die parautochthonen Falten im Ostende der Glarneralpen.

Norden

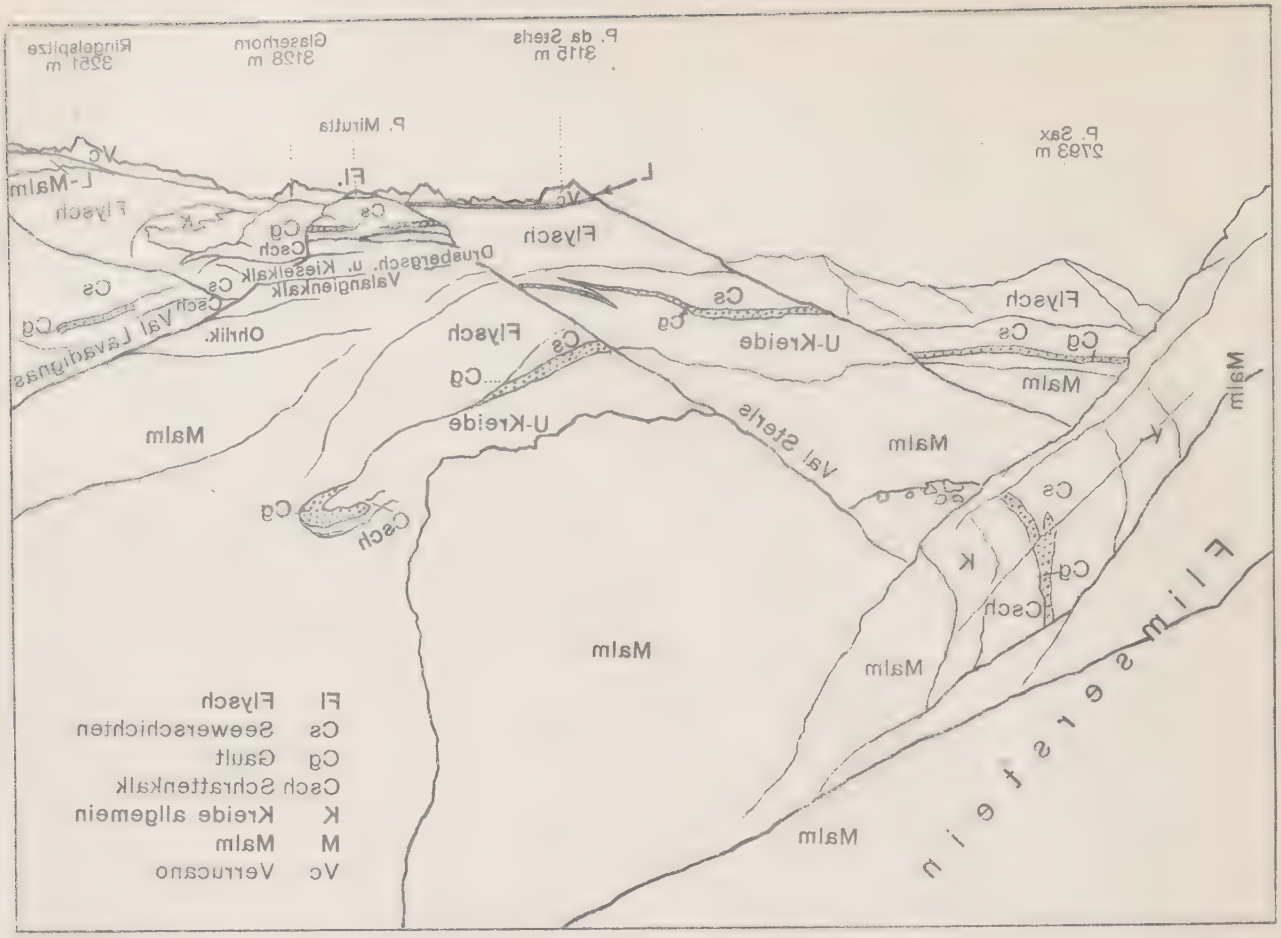
	Westen					Osten
9	Flyschgebiet des Calfeusentales				Autochthone Aufwölbung von Vättis (Kristallines Fenster)	
8				Falte der Orgeln	Tiefere Falte des Calanda (Falte der Kaminspitze)	
7	Kreide von Surcruns	Kreide u. Malm über dem Glasergletscher	Falte der Panärahörner mit der zugehörigen Gewölbestirn des Drachenberg-Älplikopf		Höhere Falte des Calanda	
6	(Gewölbeschenkel: Kreide von Surcruns, des Lavadignasgletschers, Taminsergletschers und des Calanda-Ostabhanges. Gewölbekern: Verrucano von Tamins, Dogger-Verrucano der Goldenen Sonne.)				Falte des Calandagipfels	
5	Kreideschuppe im Muldenschenkel der Flimsersteinfalte in der Flimserstein-Ostwand	Kreideschuppe des P. Mirutta	Normal gelagerte Kreide des Kars zwischen Tschepp und Crap Matts	Oberste Kreideschuppe der Ostwand des Crap Matts		
4	Segnessutfalte (rechte Talseite: Alp Nagiens, linke Talseite: Segnesfälle)	Falte des Flimserstein	Falte des Tschepp — Crap Matts (Dogger- und Trias-Gewölbekern bei Trins, Verrucano bei Tamins)		Kreideschuppe im Calanda-Ostabhang (Haldensteiner Alp—Batänia—Scalripp) vielleicht = Tscheppfalte	
3	Doggerschuppe von Maliens (Wurzel: Verrucano am Vorderrhein bei Wackenau. Trias des Fasortasteins.)					
2	Faltenreste helvetischer Fazies zwischen Rotenbrunnen und Bonaduz					
1	Überschobener Verrucano der Glarnerüberfaltung Reste des Mittelschenkels als Lochseitenkalk					

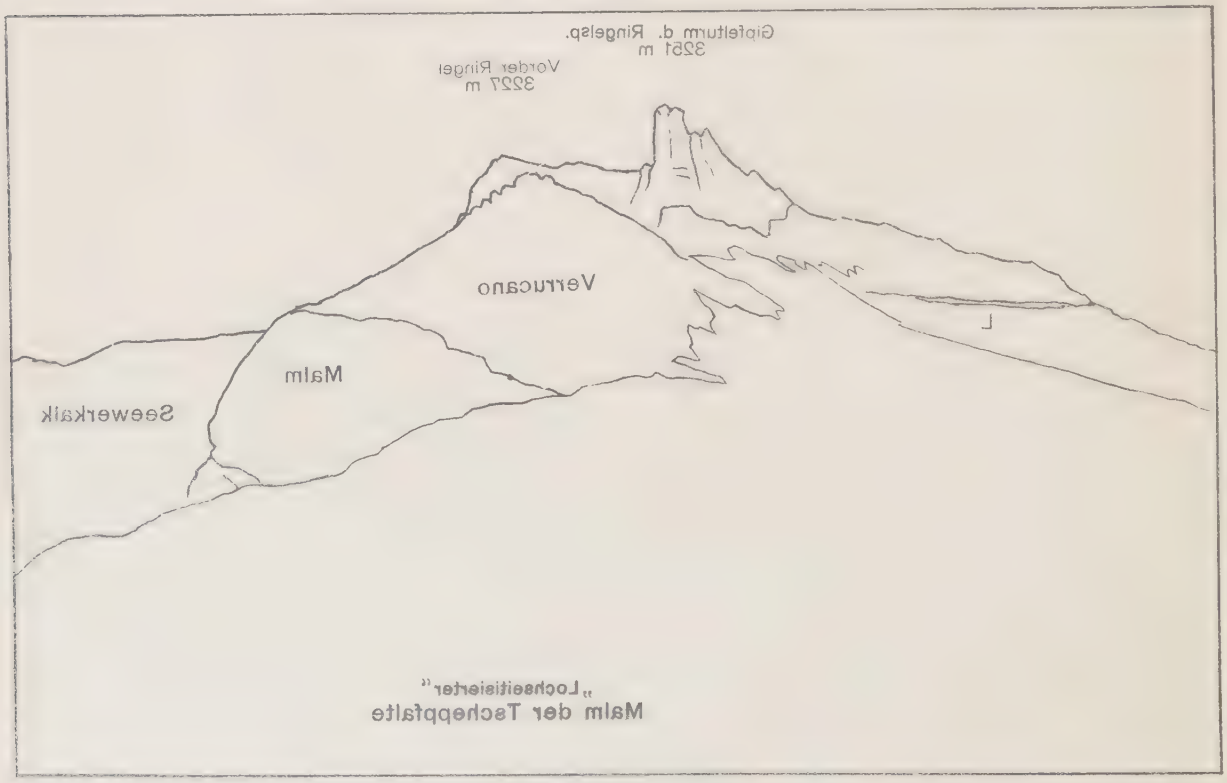
Süden





„Lochseitisierter"
Malm der Tscheppfalte


Ringelspitze
3251 m
Glaserhorn
3128 m
P. da Sterls
3115 m
P. Mirutta
P. Sax
2793 m
Vc
L-Malm
Flysch
Fl.
Cs
Cg
Csch
Drusbergsch. u. Kieselkalk
Valangienkalk
Val Lavadignas
Ohrlik.
U-Kreide
Malm
Val Sterls
Flimserstein
Fl Flysch
Cs Seewerschichten
Cg Gault
Csch Schrattenkalk
K Kreide allgemein
M Malm
Vc Verrucano


Gipfelturm d. Ringelsp.
3251 m
Vorder Ringel
3227 m
Verrucano
Malm
Seewerkalk
L
„Lochseitisierter"
Malm der Tscheppfalte

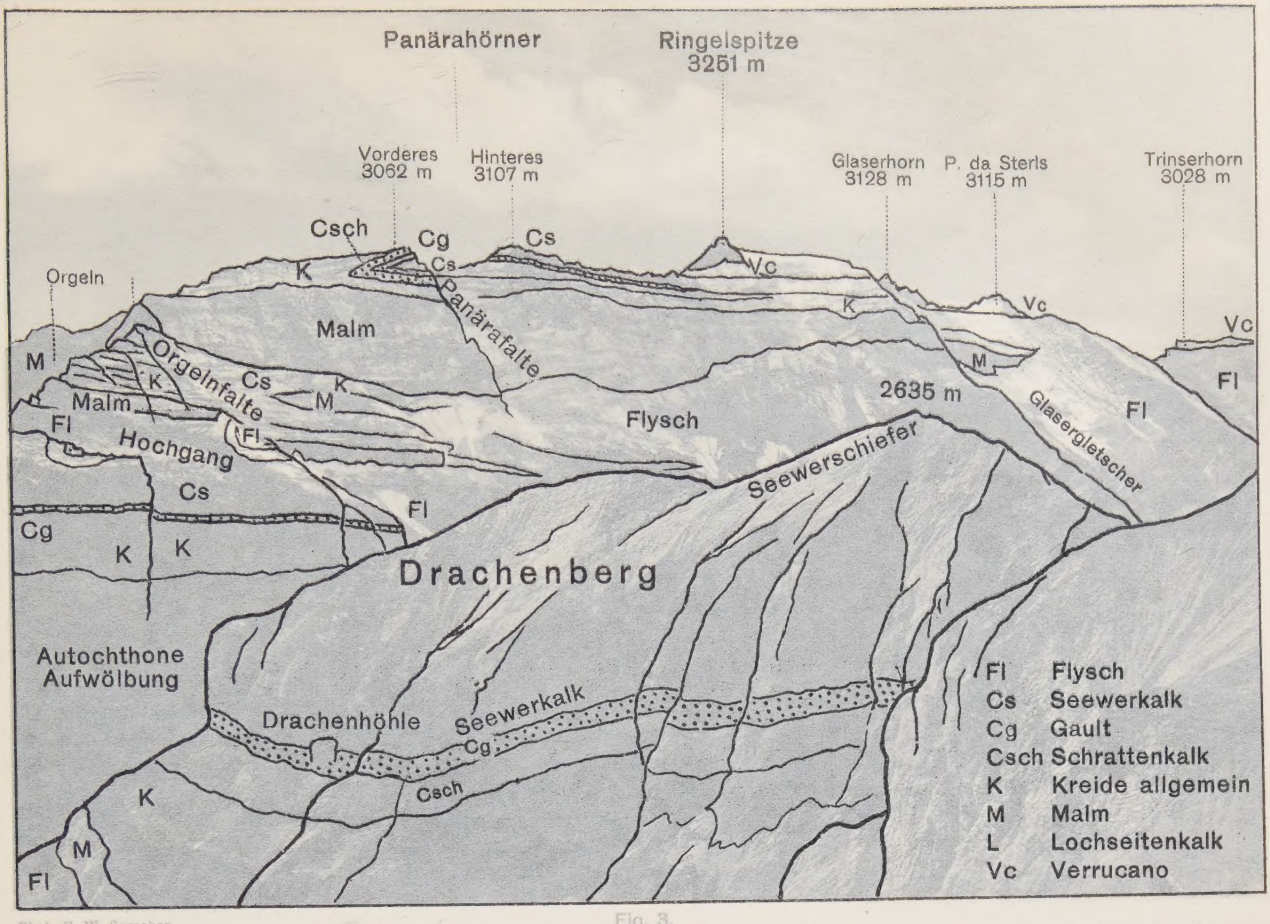
Aufnahme von Photoglob Zürich

Fig. 1.
Blick vom Flimserstein in den Hintergrund des Tales von Bargis

Aufnahme von F. W. Sprecher

Fig. 2.
Ringelspitz vom Tschepp.

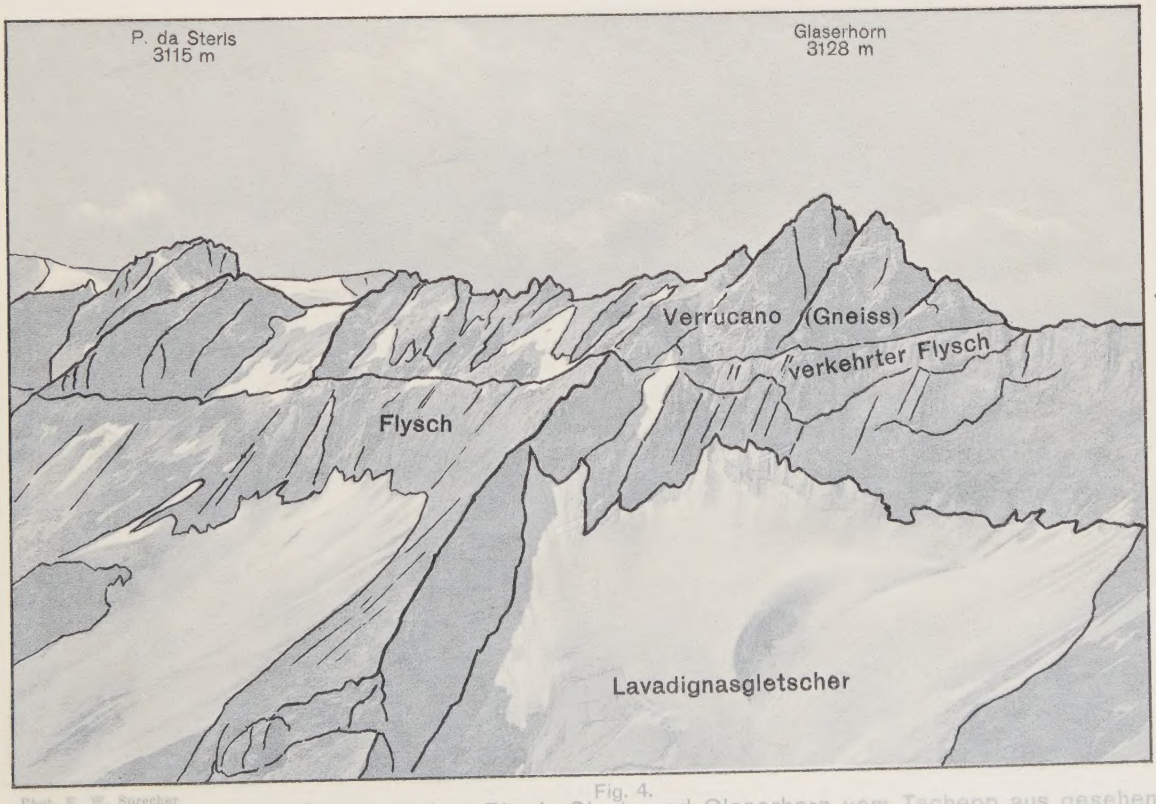
Polygraphisches Institut A.-G., Zürich



Phot. F. W. Sprecher

Fig. 3.

Ringelkette von N., gesehen vom Aelplikopf 2619 m, im Vordergrund der überschobene Drachenberg (Stirne Panärafalte).



Phot. F. W. Sprecher

Fig. 4.

Die Verrucanoüberschiebung zwischen Piz da Sterls und Glaserhorn vom Tschepp aus gesehen.

Polygraphisches Institut A.-G., Zürich